



Les failles actives d'Arménie : estimation des vitesses de déplacement par la géodésie (GPS), l'archéosismologie et la paléosismologie

Vahan Davtyan

► To cite this version:

Vahan Davtyan. Les failles actives d'Arménie : estimation des vitesses de déplacement par la géodésie (GPS), l'archéosismologie et la paléosismologie. Tectonique. Université Montpellier 2 Sciences et Techniques du Languedoc, 2007. Français. NNT : . tel-00551535

HAL Id: tel-00551535

<https://theses.hal.science/tel-00551535>

Submitted on 4 Jan 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : GEOSCIENCES
Ecole Doctorale : SIBAGHE

présentée et soutenue publiquement

par

Vahan DAVTYAN

Le 18 Décembre 2007

Titre :

**Les failles actives d'Arménie :
Estimation des vitesses de déplacement par la
géodésie (GPS), l'archéosismologie
et la paléosismologie.**

JURY

**M. Hervé Philip
M. Arkadi Karakhanyan
M. Erik Doerflinger**

Professeur, Université Montpellier-II
Docteur, Directeur de l'IGS NAS RA (Erévan, Arménie)
Docteur, CNRS, Université Montpellier-II

Directeur de Thèse
Codirecteur de Thèse
Membre invité:
Codirecteur de Thèse

**M. Olivier Bellier
M. Pierre Briole
M. Roger Bayer
M. Ara Avagyan**

Professeur, Université Aix-Marseille III
Docteur, CNRS, Institut de Physique du Globe, Paris
Professeur, Université Montpellier-II
Docteur, Directeur du Laboratoire de Géodynamique
de l'IGS NAS RA (Erévan, Arménie)

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

Remerciements

Permettez-moi d'abord remercier Le Gouvernement français qui m'a offert cette possibilité de connaître la France, d'approfondir mes connaissances en langue française, d'acquérir de nouveaux amis et finalement de continuer mes études au sein de l'Université Montpellier II.

Le présent travail a été effectué dans le cadre de collaboration scientifique entre l'Institut des Sciences Géologiques de l'Académie Nationale des Sciences d'Arménie, les Universités Montpellier 2 et Lyon 1, l'Institut d'Archéologie et d'Ethnographie de l'Académie Nationale de Sciences d'Arménie, et la compagnie des recherches scientifiques «Georisk». Je tiens à remercier tous les participants de l'expédition arméno-française des années 1998, 2000, 2003, 2004, 2005 et je demande pardon si je n'ai pas cité d'autres organisation et noms participants dans ce travail.

Je voudrais remercier Monsieur le professeur Marc Daignières ainsi que Serge Lallemand qui m'ont accueilli dans leur laboratoire.

Je présente mes remerciements sincères à mes directeurs de thèse Hervé Philip, Arkadi Karakhanyan et Erik Doerflinger pour leur disponibilité et leurs conseils permanents. Je vous ai reconnaissant pour votre collaboration et pour votre soutien à ma famille lors de cette période difficile où je menais mes recherches. J'ai acquis une grande expérience et dans la vie professionnelle et dans la vie personnelle au cours des travaux du terrain et dans la vie quotidien en travaillant avec vous et en vous fréquentant. Merci Beaucoup.

Je tiens à remercier mes amis Armen Bodoyan et Ara Avagyan qui m'ont donné cette idée de faire mes études en France. Je vous remercie pour l'aide que vous m'avez proposé pour la résolution des problèmes professionnels, pour les difficultés liées aux nuances de la langue française et tout simplement pour votre amitié.

En citant Frédéric Masson, Philippe Vernant, Jean-François Ritz, Philippe Collard, Marie France Roch, Yves Lagabriele, je présente mes remerciements à tout le personnel du Laboratoire Dynamique de la Lithosphère de l'Université Montpellier II, pour leur collaboration au cours de mes recherches.

Je tiens à remercier mes collègues arméniens de l'Institut des Sciences Géologiques de l'Académie Nationale des Sciences d'Arménie et la compagnie «Georisk», qui m'a soutenu à tout moment.

Je voudrais remercier surtout mes amis Riccardo Vassallo, Hovhannes Sargsyan, Zhanetta Sargsyan, Haikaz Terzian, Ruben Aslanyan, Mher Avanesyan, Raffi Durgaryan, Hamid Nazari, Hrachia Shlepchyan, Vladimiros Poursanidis, Taguhi Pikitchyan et Robert Kor, Gayane Sargsyan pour leur amitié, pour leur aide moral à moi et à ma famille.

Je voudrais présenter mes remerciements aussi à Vladimir Trifonov de l'Institut des Sciences Géologiques de l'Académie de Sciences de la Russie et les archéologues Ruben Badalyan et Armine Harutyunyan de l'Institut d'Archéologie et d'Ethnographie de l'Académie Nationale de Sciences de l'Arménie pour leur apport important à ce travail.

Je dois dire un grand merci à Maurice Mattauer, pour les nombreuses discussions instructives et intéressantes.

Je tiens à remercier finalement ma famille : ma femme Kristine et mes enfants David et Mané pour leur amour, leur soutien et leur patience durant ces années de recherches. Je remercie mon frère, mes parents et les parents de ma femme pour leur aide moral et financier. Je remercie personnellement Artur Ohanjanyan.

Շնորհակալություն

RESUME

Les travaux présentés dans ce mémoire sont consacrés à l'étude de la géodynamique du territoire de l'Arménie qui est situé dans la partie centrale de la zone de collision continentale entre les plaques Arabique et Eurasienne. Le mémoire comprend deux parties principales: 1/ l'étude des déformations actuelles par la géodésie GPS; 2/ l'étude paléosismologique et morphométrique détaillée de la zone du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Syunik (PSSF). On présente l'analyse et la comparaison des vitesses de déformations estimées par les données de GPS et par les données paléosismologiques et morphométriques.

Le réseau d'observations GPS Arméno - Français a été installé en Arménie en septembre 1998. Trois campagnes de mesure du réseau ont été réalisées en 1998, 2000 et 2003. L'analyse détaillée du champ de vitesse à partir des données GPS a permis d'étudier et de quantifier les déformations actuelles de l'Arménie centrale et septentrionale. On a pu estimer les vitesses des déplacements des failles actives principales du territoire de l'Arménie.

Un ensemble de travaux sur le terrain comprenant des recherches paléosismologiques, archéosismologiques, archéologiques, géodésiques, et morphologiques a été réalisé entre 2003 et 2005 dans la zone du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de PSSF. La cartographie détaillée de la faille a été réalisée et l'on a estimé et/ou re-estimés les déplacements horizontaux et verticaux le long de la faille. Quatre paléo- et archéoséismes ont été étudiés et datés. À partir des données obtenues, pour le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de PSSF, on a réévalué les vitesses de déplacements, la magnitude maximale possible, et l'intervalle récurrence des séismes forts.

Une méthode d'évaluation des déplacements horizontaux et verticaux a été proposée à partir des logs de tranchées sur les failles de décrochements associées à des paléoséismes.

Table des matières

Chapitre I:

CADRE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE	5
I-1. Zone d'étude. Géographie de l'Arménie	5
I-2. Situation géodynamique actuelle du plateau Arménien	6
I-2.1. La faille Nord-Anatolienne (NAF)	7
I-2.2. Faille Est-Anatolienne (EAF)	8
I-2.3. Failles du Zagros (ZF)	9
I-2.4. Faille active Nord-Tabriz (NTF)	9
I-3. Sismicité historique du plateau Arménien et des régions limitrophes	10
I-4. Situation géodynamique actuelle de l'Arménie	12
I-4.1. Faille active de Pambak-Sevan-Suynik (PSSF)	13
I-4.2. Faille active de Garni (GF)	14
I-4.3. La faille active d'Akhurian (AhF)	15
I-4.4. La faille active Zheltorechensk-Sarighamish (ESF)	16
I-4.5. Le système des failles Sardarapat-Nakhichevan	16
I-5. Sismicité instrumentale de l'Arménie	18

Chapitre II:

ETUDE GEODYNAMIQUE PAR GPS	20
Introduction	20
II-1. histoire des navigations par satellites	22
II-2. Global Positioning Systems (GPS)	23
II-2.1. Principe de la mesure GPS	24
II-2.1.1. Le signal GPS	24
II-2.1.2. Les différents types de positionnement	26
II-2.1.3. La mesure de pseudo-distance	26
II-2.1.4. La mesure de phase	28
II-2.1.5. Le positionnement relatif par mesure de phase	28
II-2.1.5.1. Le positionnement en simple différence	30
II-2.1.5.2. Le positionnement en double différence	30
II-2.1.5.3. Le positionnement en triple différence	30
II-2.2. Sources d'erreurs	30
II-3. Réseau GPS Arméno - Français	32
II-3.1. Géométrie de réseau	32
II-3.2. Les campagnes de mesure GPS	34
II-3.2.1. La campagne GPS Arménie 1998	34
II-3.2.2. La campagne GPS Arménie 2000	35

II-3.2.3. La campagne GPS Arménie 2003	35
II-3.3. Analyse qualitative des données	38
II-3.3.1. Analyse qualitative des données de la campagne Arménie 1998.....	38
II-3.3.2. Analyse qualitative des données de la campagne Arménie 2000.....	39
II-3.3.3. Analyse qualitative des données de la campagne Arménie 2003.....	41
II-3.4. Traitement des données	42
II-3.4. La solution dans le référentiel Eurasie	44
II-3.4.1. Analyse des vitesses de GPS le long des profiles	48
II-3.4.1.1. Profil A1–A2	48
II-3.4.1.2. Profil B1–B2	51
II-3.4.1.3. Profil C1–C2	53
Conclusion.....	54
II-3.5. Estimation des vitesses de déformations dans les zones de failles	55
II-3.5.1. La fixation des micros blocs.....	56
II-3.5.2. L'estimation des vitesses de déformation des failles par GPS.....	60
II-4. Comparaison de données de GPS avec le sismicité	62
II-5. discussion générale et conclusion	64

Chapitre III:

ETUDES PALEOSISMOLOGIQUES ET ARCHEOSISMOLOGIQUES

LE LONG DU SEGMENT ARTANISH-TSKHUK DE LA FAILLE PSSF	66
--	----

Introduction	66
III-1. Le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF : situation géographique, zones de recherche	68
III-2. La partie de Khonarasar-Porak du segment d'Artanish-Tskhuk.....	69
III-2.1. Les volcans du groupe de Porak	70
III-2.2. Le volcan de Khonarasar	74
III-2.3. La cité ancienne de Gekhakar	76
III-2.3.1. La description de problème.....	78
III-2.3.2. La description des fouilles	81
III-2.3.2.1. La fouille PT1	81
III-2.3.2.2. La fouille PT2	83
III-2.3.2.3. La fouille PT3	84
III-2.3.3. Analyse des datations C ¹⁴	87
III-2.3.4. Les résultats de l'expertise archéologique	90
III-2.3.5. Conclusions concernant de la cité de Gekhakar	98
III-2.4. Le secteur des lits des rivières déformées.....	99
III-2.5. Complexe des inhumations anciennes	103
III-2.5.1. L'étude topographique du site des tombes.....	105
III-2.5.2 La recherche archéologique	106
III-2.5.3. Trenching	109
III-2.5.4. Analyse des tranchées	112
III-2.5.4.1. La tranchée 03-1	112
III-2.5.4.2 La tranchée 04-1	113
III-2.5.4.3. Les analyses des datations	119
III-2.5.5. Estimations de l'âge des paléoséismes	120

III-2.5.6. Evaluation numérique des déplacements provoqués par paléoséismes	121
III-2.5.6.1. Argumentation mathématique.....	122
III-2.5.6.2. La partie méthodologique	123
III-2.5.6.3. Usage pratique de la méthode	125
III-2.6. Conclusions concernant la partie de Khonarasar-Porak de la faille Pambak-Sevan-Syunik	127
III-3. La structure de Pull-apart bassin de Porak Le site de confluent des affluents supérieurs de rivière Volor /Kurbagchai/)	130
III-3.1. Modèle 1	131
III-3.2. Modèle 2	134
III-3.3. Les repères des âges.....	137
III-3.4. Discussion	139
III-4. La structure Pull apart bassin de Syunik.....	140
III-4.1. Les études de la zone de Pull Apart de Syunik en 2005	143
III-4.2. La branche Sud-ouest de la structure Pull Apart de Syunik	143
III-4.2.1. Les études archéo-sismologiques.....	147
III-4.2.1.1. Zone 1	147
III-4.2.1.2. Zone 2	150
III-4.2.2. L'estimation des vitesses des déplacements	152
III-4.2.3. L'âge des objets archéologiques	153
III-4.2.4. L'analyse d'archéoséismes	155
III-4.3. La branche Nord-est de la structure Pull Apart de Syunik.	158
III-4.3.1. Les études archéo-sismiques.....	159
III-4.4. Conclusions concernant de la structure de Pull apart de Syunik	163
III-5. Discussion et conclusions générales du chapitre.	165
 DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES	170
 Annexe – 1 PICHIERES PARAMETRES GAMIT/GLOB.....	I
 Annexe – 2 RAPPORT DE CALIBRAGE ET DES COURBES DE CALIBRAGE DE DATATIONS DE RADIOCARBONE.....	IX
 Annexe – 3 PROFILS TOPOGRAPHIQUES.....	XXVI
 BIBLIOGRAPHIE.....	XLIX

CHAPITRE I:

CADRE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

I-1. ZONE D'ETUDE. GEOGRAPHIE DE L'ARMENIE

La zone d'étude se situe dans le territoire de la République d'Arménie et les régions limitrophes. Du point de vue géographique, l'Arménie se situe sur le plateau Arménien entre les mers Caspienne et Noire. Le plateau Arménien comprend les territoires de l'Arménie contemporaine, de la Turquie orientale, de la Géorgie méridionale, de l'Azerbaïdjan occidental, et de l'Iran du nord-ouest (Abich, 1882; Mutaflan, 1988; Hewsen, 2001; Karakhanyan and Abgaryan, 2004a).

L'Arménie est située entre les parallèles 38,83°N et 41,30°N et les méridiens 43,46°E et 46,66°E. Elle est limitrophe au nord avec la Géorgie, à l'ouest avec la Turquie, à l'est avec l'Azerbaïdjan et au sud avec l'Iran (Fig. I-1).

La surface du territoire d'Arménie est de 29 800 km² dont près de 75% se situent entre 1000 et 2500 m au-dessus du niveau de la mer. L'altitude maximale est de 4095 m elle correspond au sommet de volcan Aragats, et l'altitude minimale de 400 m est au Sud-est du pays.

L'Arménie est un pays montagneux avec de plusieurs massifs montagneux dont les plus principaux sont le mont Aragats, la chaîne de Bazum, de Gegam, de Mrav, de Sevan, de Syunik, de Vardenis, et de Zangezour (Fig. I-1). Le Nord-Est d'Arménie correspond aux montagnes de la chaîne de petit Caucase.

Les principaux bassins versants d'Arménie sont ceux de l'Arax, de l'Arpa, de Marmarik, de Pambak, et de Vorotan ainsi que le bassin du lac Sevan qui se situe à 1800 m au-dessus de niveau de la mer, représente le plus grand réservoir naturel d'eau douce du pays.

La population totale d'Arménie compte 3 344 336 d'habitants (estimation 2000) avec une densité - 116.23 hab./km². 65% de la population vit dans les trois plus grandes villes d'Arménie : Erevan – 1.250.000 habitants, Gumri – 400.000 habitants, Vanadzor – 250.000 habitants.



Figure I - 1 : *Situation géographique de l'Arménie.*

I-2. SITUATION GEODYNAMIQUE ACTUELLE DU PLATEAU ARMENIEN

Le territoire d'Arménie se trouve sur le plateau Arménien au Sud-est du bloc anatolien et au Nord-Ouest de l'Iran dans la partie centrale de la zone de collision continentale entre les plaques Arabique et Eurasienne (Fig. I-2). La vitesse de convergence des plaques Arabique et Eurasienne est estimée à 28-37 mm/an (NUVEL-1A, De Mets et al. 1990; 1994). Le raccourcissement moyen dans cette zone montre que 80-90% de la déformation est asismique (North, 1974; Chase, 1978; Minster and Jordan, 1978; Shoja-Taheri and Niazi, 1981; Jackson and McKenzie, 1988; De Mets et al., 1990). Le long de cette zone de convergence, on observe les déplacements du bloc Anatolien vers l'Ouest et du bloc Iranien vers l'Est. Cette convergence se traduit par un raccourcissement Nord-Sud et une extension Est-Ouest. Ces déformations sont localisées essentiellement le long de failles actives auxquelles sont associés de forts tremblements de terre et quelques fois un volcanisme actif ou très récent (Jackson and McKenzie, 1984; Dewey et al., 1986; Taymaz et al., 1991).

L'ensemble de la région se caractérise par la présence de grandes failles comme les failles Nord Anatolienne, Est Anatolienne, du Levant, et du Zagros qui limitent les blocs de l'Anatolie et de l'Iran central. Elles ont des longueurs entre 700 et 1700 km et des vitesses des déplacements horizontaux entre qui se situent entre 7 et 30 mm/an (Gaudemer et al., 1989; Ambraseys and Jackson 1998). Plusieurs séismes importants localisés sur ces failles ont des magnitudes entre 7.5 et 7.8. Les intervalles de récurrence sont de quelques centaines d'années (Jackson and McKenzie, 1984; Ambraseys and Melville 1982; Barka and Reilinger, 1997).

Nous allons décrire brièvement ci-dessous les failles actives les plus importantes de la zone de collision Arabie-Eurasie.

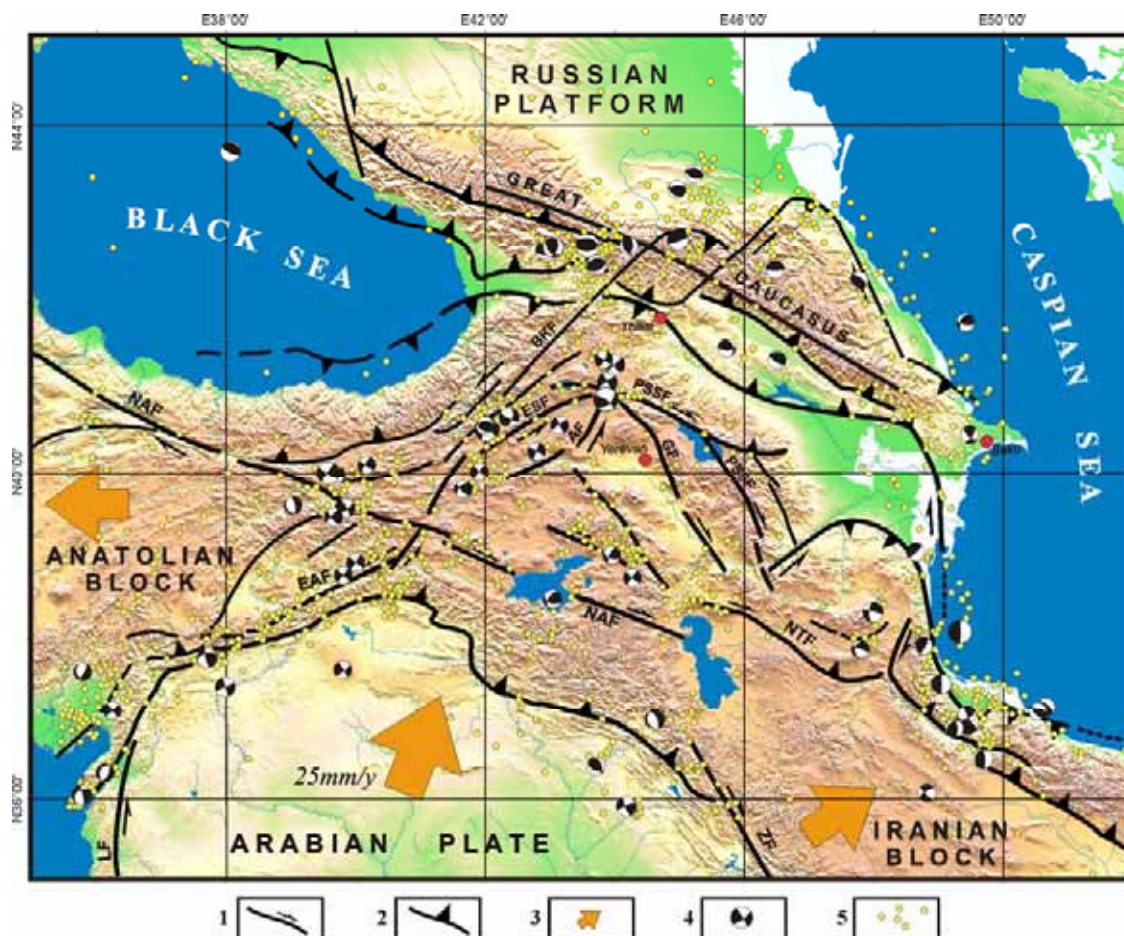


Figure I - 2 : Failles actives de la région d'après Rebaï et al. (1993) modifié par Philip, Karakhanian, Avagyan (Philip et al., 2001; Avagyan, 2001; Avagyan, et al., 2005).
 1- failles actives; 2- failles inverses; 3- mouvements des blocks; 4- mécanismes aux foyers des séismes de magnitude $M_w > 4.8$ (CMT Harvard); 5- sismicité $3 < M_b < 4.9$ (USGS-NEIC). NAF – Failles Nord Anatolienne; LF- Faille de levant; EAF- Faille Est anatolienne; NTF.- Failles de Nord Tabrise; ZF-Faille du Zagros; GF- Faille de Garni; BKF- Faille de Borjomi- Kazbeg; PSSF – Faille de Pambak-Sevan-Syunik; AF- Faille d'Akhourian; ESF- Faille de Zheltorechensk-Sarighamish.

I-2.1. La faille Nord-Anatolienne (NAF)

La faille active Nord-Anatolienne est le plus grand décrochement dextre actif de la région qui s'étend sur plus de 1775, il correspond à la limite entre le bloc anatolien et l'Eurasie (Fig. I-2). Cette faille est associée à une série de tremblements de terre catastrophiques au XX siècle. Ces événements ont été décrits par de nombreux auteurs (Pavoni, 1961; Wallace, 1968; Allen, 1975, Ambraseys (1970; 1975; 1988; 1989).

La proportion entre les composantes verticale et horizontale du déplacement est estimée à 1/20.

Chez les auteurs, les estimations des amplitudes des déplacements horizontaux cumulés sont variables. Selon les données géologiques le déplacement horizontal a été estimé 40 kilomètres (Barka A., Kandinsky-Cade K., 1988). Le tracé en baïonnette du lit de la rivière Euphrate dans le sens dextre atteint 50 kilomètres (Gaudemer Y. et al., 1989). Mais il y a une

grande incertitude sur les estimations de temps de la naissance de la vallée. A partir de cette observation, la vitesse de déplacement de la faille Nord-Anatolienne est estimée dans l'intervalle 10-25 mm/an. En s'appuyant sur les calculs de l'interaction entre les grandes plaques lithosphériques et les microplaques de la région, J. Jackson et D. McKenzie (1988) estiment à 31 mm/an la vitesse de déplacement pour l'intervalle pliocène-quaternaire, Sur la base des données de GPS la vitesse de déplacement de la faille Nord-Anatolienne est estimée à 24 ± 1 mm/an (McClusky S. et al., 2003).

Les tremblements de terre de la zone de faille Nord-Anatolienne ont été décrits par beaucoup d'auteurs (Allen, 1975; Pavoni, 1961; Wallace, 1968), mais la description la plus exhaustive est celle présentée par N. Ambraseys (1970; 1975; 1988; 1989). Au cours du dernier millénaire, dans la zone de faille Nord-Anatolienne plus de 20 tremblements de terre se sont produits avec des $M \geq 7$. Le plus important est celui d'Erzincan en 1939 et le plus récent celui d'Izmit en 1999) (Karapetian, 1986; Ambraseys, 1982; Ambraseys, Jackson, 1998; Catalog Harvard; Catalog USGS).

I-2.2. Faille Est-Anatolienne (EAF)

La faille active Est-Anatolienne correspond à la frontière entre la plaque Arabique et l'Anatolie (Fig. I-2). La faille Est-Anatolienne s'étend sur 570 km entre sa jonction avec la faille du Levant au Sud et la région à l'Ouest de la ville Erzincan où elle se joint à la zone de la faille Nord-Anatolienne (Fig. I-2). Au delà, vers le NE elle se raccorde en Arménie et en Géorgie en formant plusieurs branches: faille NE anatolienne, faille de Borjomi-Kazbeg (BKF) (Philip, et al., 1989) et de Zheltorechensk-Sarighamish (ESF) (Trifonov, et al., 1994) (Fig. I-2).

La faille Est-Anatolienne est décrite comme une faille très segmentée dont la cinématique générale est celle d'un décrochement inverse-senestre. Le rapport entre les composantes inverses et décrochantes est de 1/5. Le déplacement cumulé serait de 22-25 kilomètres depuis de Néogène et 100-150 mètres depuis de l'Holocène (Karakhanyan, 1995). Des déplacements senestres de quelques dizaines de mètres et par endroits de 120 mètres d'âge pléistocène supérieur ont été mis en évidence près du lac Khazar et plus au Nord-Ouest de ce dernier (Saroglu, et al., 1992; Trifonov, et al., 1994; Karakhanyan, 1995). Les déplacements comparables sont décrits dans la partie Sud-Ouest de la faille Est-Anatolienne près de village Karlioiva près de la zone de croisement avec la faille Nord-Anatolienne (Saroglu, et al., 1992).

Des déplacements sismogéniques se sont produits pendant la période historique au cours des séismes de 1544 avec $M_s=6.5$; de 1790 avec $M_s=6.1$; de 1874 avec $M_s=6.1$; de 1905 avec $M_s=6.8$; de 1908 avec $M_s=6.1$ (Karnik, 1968; Ambraseys, & Jackson, 1998; Karakhanyan, 1999; Catalogs, 1997; Kondorskaya and Ulomov, 1995; Papazachos, B. & Papazachou, C., 1997; Soysel, et al., 1997; Karapetian, 1990).

La vitesse moyenne de déplacement sur la faille Est-Anatolienne depuis le pliocène sont estimés à 3-4 mm/an (Saroglu et al., 1992); sur la période historique à 6-10 mm/an (Trifonov, 1999); et sur la base des données de GPS à 9 ± 1 mm/an (McClusky et al., 2000).

I-2.3. Failles du Zagros (ZF)

La zone des failles de Zagros s'étend sur plus de 1600 km selon une direction NW-SE depuis la faille Est-Anatolienne à l'Est de la Turquie jusqu'à des contreforts de Makran.

Les premiers déplacements sur cette faille ont été mis en évidence par Wellman (1996) avec des amplitudes horizontales de plus de 100 mètres. Un décrochement dextre accompagné d'un abaissement de 2 mètres du compartiment est de la faille principale de Zagros a été décrit à la suite du séisme de 1909 avec une $M_s=7.4$ (Tchalenko et al., 1974). Les déplacements de 110-115 mètres des vallées de rivières d'âge d'holocène ont été découverts par Hessami, Trifonov, Jamali le long du segment de Dorud de la faille principale de Zagros (Trifonov, et al. 1996). D'après ces données, la vitesse de décrochement dextre a été estimée de 5-10 mm/an (Trifonov, et al. 1996).

L'étude des vitesses de déformations dans la zone des failles principale de Zagros par GPS a permis d'évaluer le vitesse de décrochement dextre actuelle à 3 mm/an (Vernant, 2003). La compression orienté NS pour la zone des failles de Zagros a été estimé à 4 mm/an pour la parti Nord-ouest de la zone; à 7 mm/an pour la parti centrale de la zone; et à 9 mm/an pour la partie Sud-est de la zone (Vernant, 2003).

Des déplacements sismogéniques se sont produits pendant la période historique au cours des séismes de 1008 avec $M_s=7.0$; de 1227 avec $M_s=7.6$; de 1666 avec $M_s=6.6$; de 1909 avec $M_s=7.4$; de 1957 avec $M_s=6.8$ (Karnik, 1968; Ambraseys & Melville, 1982; Ambraseys, 1988; Trifonov & Karakhanyan 2004;)

I-2.4. Faille active Nord-Tabriz (NTF)

La faille active Nord-Tabriz située au Nord-Ouest de l'Iran se prolonge parallèlement à la frontière Sud-ouest d'Arménie dans l'Est de Turquie (Fig. I-2). Dans sa partie iranienne la faille a été le siège de séismes majeurs au XVIIIème siècle (Berberian M., 1997) avec des ruptures surface associées aux séismes de 1721, 1780, et 1786 AD. La longueur totale des segments fait 210 km. Sur le segment de Tabriz une composante verticale inverse du bord Nord de la faille, est associé au déplacement dextre (Berberian, 1976; Berberian, 1997).

Les études du terrain et l'analyse détaillée d'images satellites de la zone de la faille Nord-Tabriz ont révélé l'existence de sites avec les déplacements dextres importants (Karakhanyan, et al., 2004). Les amplitudes des déplacements horizontaux dextres sont de l'ordre de : 100 mètres pour les grosses vallées; 25-30 mètres pour les vallées jeunes; et 3-5 mètres pour les écoulements les plus récents (Karakhanyan, et al., 2004). Les déplacements verticaux moyens sont de 2-3 mètres et peuvent atteindre 10 mètres, mais ils restent toujours de 2-7 fois moins importants que les déplacements horizontaux. La vitesse de déplacements horizontaux de la faille Nord-Tabriz est estimée à 2 mm/an sur des critères morphologiques (Karakhanyan, et al., 2004).

De nombreux auteurs ont décrit la sismicité de la faille Nord-Tabriz (Ambraseys, Melville, 1982; Karapetian, 1986; Ambraseys, 1988; Karapetian, 1990; Berberian, 1994; Karakhanyan, 1999). Au cours du dernier millénaire, plus de 12 tremblements de terre avec des $M \geq 6.0$ se sont produits sur cette faille, les plus importants avec des $M=7.6$ en 1142 et

en 1780 (Plassard et Kogoj, 1962; Poirer et Taher, 1980; Ambraseys et Melville, 1982; Karapetian, 1986; Ambraseys, 1992; Berberian, 1994; Moinfar et al., 1994; Ambraseys, Jackson, 1998; Karakhanyan, 1999; Catalog Harvard; Catalog USGS).

I-3. SISMICITE HISTORIQUE DU PLATEAU ARMENIEN ET DES REGIONS LIMITOPHES

Parmi les objectifs pour évaluer le risque sismique, l'acquisition de bases de données complètes est le plus important en rassemblant un maximum de données de sismicité historique et préhistorique.

En considérant que les vitesses des déformations sur les failles de la zone centrale de la collision entre les plaques continentales Arabique et Eurasienne sont faibles, les séismes enregistrés pendant le dernier siècle sont insuffisants pour l'estimation de risque. Par contre, il existe beaucoup d'information dans les documents historiques arméniens sur les séismes forts ainsi que sur d'autres cataclysmes naturels qui se sont produits dans le passé sur le territoire du plateau Arménien.

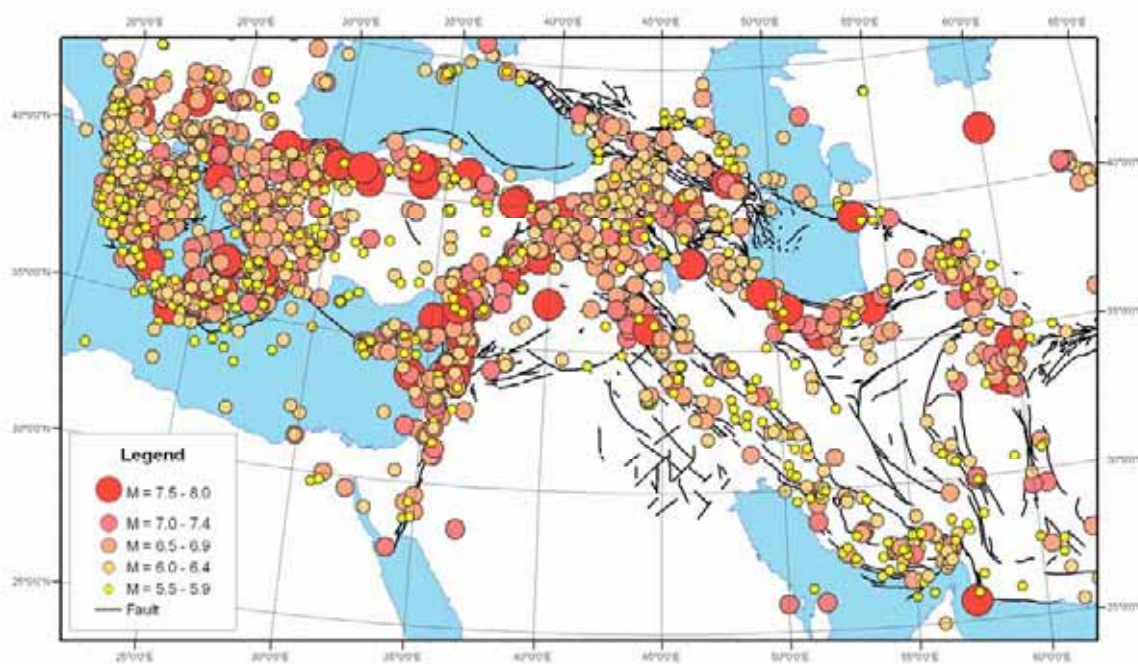


Figure I - 3 : *Sismicité historique avec $M \geq 5.5$ de la région de collision continentale entre plaques Arabique et Eurasienne (Catalogue «Georisk»; Balasanyan, et al., 2000).*

L'analyse des données historiques et paléo-sismiques atteste de la présence de nombreux forts séismes qui ont eu lieu dans le passé (Stepanian, 1964; Ambraseys, 1975; Ambraseys, 1988; Ambraseys, Melwill, 1982; Berberian, 1994; Berberian, 1997; Guidoboni and Traina, 1995; Guidoboni, et al., 1996; Shebalin, et al., 1997; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 1997b; Karakhanian et al., 2002; Karakhanian et al., 2003; Karakhanian and Abgaryan, 2004b). Les séismes de 1988 en Arménie et de 1992 en Géorgie avec $M_s=7.1$

ont confirmé la réalité des données historiques à propos de sismicité forte du Caucase et ont renouvelés l'intérêt des études historiques. Douze catalogues, contenant des informations sur sismicité historiques de l'Anatolie orientale, de l'Arménie, du Caucase, et de l'Iran de l'Ouest ont été créés et publiés entre 1989 et 1997. Neuf d'entre eux sont paramétrés et trois ont un caractère descriptif.

L'analyse des catalogues fait apparaître la présence de séries des erreurs caractéristiques. La faute la plus courante est la fixation incorrecte des emplacements des anciens points géographiques mentionnés dans les données historiques, ce qui a une implication directe sur la position des épicentres.

A partir de 1999 à l'Institut de Sciences Géologiques d'Arménie l'étude des catalogues disponibles a commencé dans le but de créer un nouveau catalogue corrigé des séismes historiques. Pour chaque séisme, nous avons recueilli des données venant de 41 catalogues différents. Nous avons ainsi comparé les notes de catalogues différents pour chaque séisme historique. Ensuite, nous avons étudié les sources originales en effectuant quelques corrections. Les paléoséismes découverts pendant les dernières recherches ont été ajouté dans catalogue. A l'issu de ce travail, nous avons obtenu un catalogue primaire des séismes avec des $M \geq 5.5$ depuis la période préhistorique jusqu'en 2000 couvrant une zone depuis la région d'Egée jusqu'en Asie centrale (Balasanyan et al., 2000) (Fig. I-3). Plusieurs parties de ce catalogue sont incluses dans : «Catalog of strong ($M \geq 5.7$) earthquakes of Eastern Oykumena» (Trifonov & Karakhanyan, 2004). La description détaillée de quelques correctifs, particulièrement pour les territoires d'Arménie et de Syrie, a été publié par Karakhanyan & Abgaryan (2004).

Tableau I-1: La répartition statistique des nombres des séismes par magnitudes du plateau Arménienne.

Période	Magnitudes					
	5.5 – 6	6 – 6.5	6.5 – 7	7 – 7.5	7.5 – 8	8 et plus
Toute la base de données	77	122	67	42	14	1
1900 – 2000	33	35	16	4	1	0
1965 – 2000 (période instrumentale)	10	6	9	2	0	0

La répartition statistique des séismes par magnitudes présentée dans le Tableau I-1 montre que le nombre des séismes de magnitude 5.5-6 pour la période jusqu'à 1965 est le moins que le nombre des séismes de magnitude 6-6.5. Conformément à la théorie de réitération de Gutenberg & Richter (1956), le nombre des séismes faibles doit être plus important que le nombre des séismes forts. Le déficit des séismes de magnitude 5.5-6 peut-être en rapport avec l'absence d'information à propos des séismes dans des zones où ils n'ont pas provoqué des destructions. Donc, comme la limite de représentabilité du catalogue on peut prendre $M=6$.

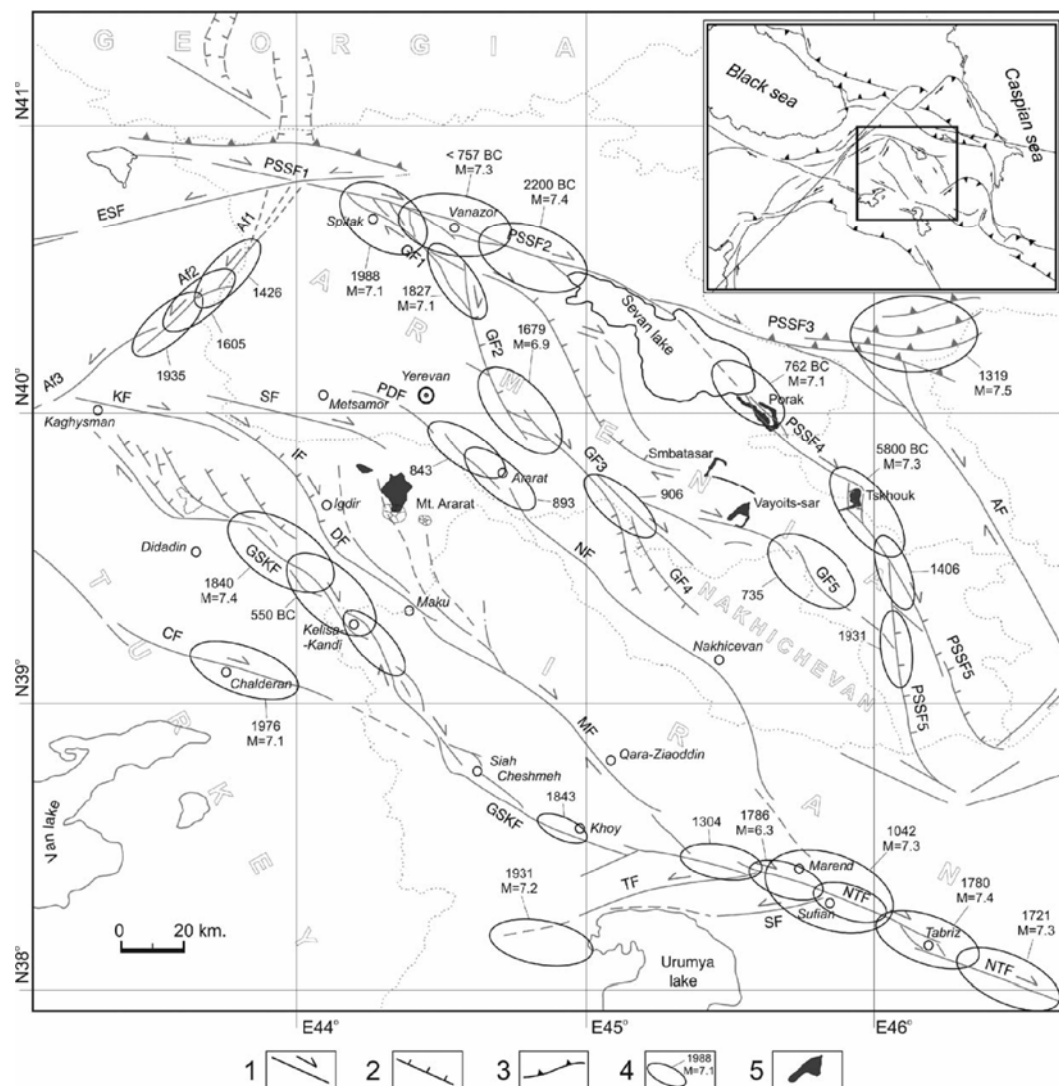


Figure I - 4 : Failles actives de l'Arménie, de l'Est de Turquie, du Nord-ouest de l'Iran.
1- failles décrochantes; 2- failles normales; 3- failles chevauchantes 4- épocentres des séismes principales; 5- éruptions volcaniques d'âge holocène. (d'après Karakhanian, et al., 2004).

I-4. SITUATION GEODYNAMIQUE ACTUELLE DE L'ARMENIE

La partie centrale de la zone de collision des plaques Arabique et Eurasienne est parcourue par nombreuses les failles actives dont une grande partie se trouve sur le territoire d'Arménie, de l'Est de Turquie et du Nord-Ouest d'Iran. Elles correspondent pour la plupart à des décrochements dextres NW-SE et sénestres NE-SW qui forment des arcs tectonique à dont la pointe est située au Nord (Fig. I-2; Fig. I-4). La longueur de chacun de ces failles ne dépasse pas 350-500 km, et elles ont des vitesses des déplacements horizontaux qui se situent entre 0.5 – 4 mm/an. Malgré ces vitesses faibles elles ont généré les tremblements de terre avec des $M = 7.2-7.5$ (Nikonov, Nikonova, 1986; Trifonov et al., 1990; Trifonov et al., 1994; Philip et al., 2001; Berberian, 1994; Berberian, 1997; Guidoboni and Traina, 1995; Guidoboni et al., 1996; Shebalin et al., 1997; Karakhanian et al., 1997b; Karakhanian et al., 2002; Karakhanian and Abgaryan, 2004b). La déformation dans la limite d'arc se caractérise par : des failles inverse orientés Est-ouest, des failles décrochements obliques; des failles normales

orientés Nord-Sud. La partie la plus extérieure de l'arc est limitée par deux décrochements actifs : la faille de Zheltorechensk-Sarikhamish (ESF) sénestre et la faille de Pambak-Sévan-Syunik (PSSF) dextre (Fig. I-2; Fig. I-4). Dans sa partie intérieure l'arc est formé par les failles actives d'Akhourian (AF) sénestre et de Garni (GF) dextre (Fig. I-2; Fig. I-4). Ces failles se joignent avec les failles de la partie extérieure de l'arc dans la région du sommet de l'arc (Fig. I-2; Fig. I-4). La partie Sud de l'arc tectonique structurale est limitée par les failles actives de la vallée d'Ararat. Ce sont les failles de Sardarapat (SF), de Nakhichevan (NF), de Maku (MF), de Gaylatu-Siacheshme-Khoy (GSKF) (Fig. I-4).

Dans des nombreuses publications, les caractéristiques essentielles de ces failles sont mentionnées dans plusieurs publications (Trifonov et al., 1990; Philip et al. 1989; Rebaï et al. 1993; Trifonov et al., 1994; Berberian, 1981; Berberian, 1994; Berberian, 1997; Karakhanian et al., 1997a; Philip et al. 2001; Karakhanian et al., 2004). Néanmoins, beaucoup de questions restent posées à propos de leur géométrie, de leur cinématique et surtout des vitesses de déplacements sur plusieurs échelles de temps. Et en conséquence de cela l'estimation de l'aléa sismique n'est pas encore évalué avec précision. Par la suite nous allons décrire brièvement les failles actives les plus importantes d'Arménie.

I-4.1. Faille active de Pambak-Sevan-Syunik (PSSF)

Les études de plusieurs segments de la faille Pambak-Sevan-Syunik ont été effectuées au cours de plusieurs campagnes de terrain : 1989-1990, 1993-1994, 1997-2001 (Trifonov et al., 1990; Trifonov et al., 1994; Philip et al., 1992; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 1997a; Karakhanian et al., 1997b; Avagyan 2001). Les résultats de ces études ont donné les premières estimations de la géométrie, de la cinématique, des vitesses de déplacement, du potentiel sismique et de l'intervalle récurrence des séismes forts de la faille de Pambak-Sevan-Syunik.

Les témoignages de décrochements dextres sont observables sur toute l'étendue de la faille de Pambak-Sevan-Syunik. Souvent, le mouvement décrochant est associé à des mouvements verticaux, principalement de type normal (Trifonov et al., 1994; Philip et al. 2001; Karakhanian et al., 1997b).

La faille Pambak-Sevan-Syunik se caractérise par une sismicité importante révélée principalement par les études paléosismologiques et archéosismologiques (Philip et al. 2001; Avagyan, 2001) (Fig. I-4).

Les segments les plus étudiés de la faille de Pambak-Seva-Syunik sont celui d'Arpi-Vanadzor et de Vanadzor-Artanish. A l'ouest du point de jonction de ces segments la faille de Pambak-Seva-Syunik rejoint la faille active de Garni. Dans la région de jonction la faille de Garni forme une structure de type «queue de cheval» associée à des ruptures récentes. La plus récente est la rupture de surface du séisme de Spitak de 1988 avec une $M_s = 7.1$. Les territoires entre la faille de Garni et le segment d'Arpi-Vanadzor de PSSF ont subi un raccourcissement intensif, et une rotation antihoraire (Trifonov et al., 1994; Karakhanian et al., 1997b).

Il y a deux grandes dépressions dans la région située au point de jonction entre les segments d'Arpi-Vanadzor et de Vanadzor-Artanish : la dépression de Fioletovo avec une longueur de 10 km et une largeur maximale de 1.5 km et la dépression de Vanadzor avec une

longueur de 16 km et une largeur maximale de 3 km. Toutes les deux sont bordées par de nombreuses failles récentes et actives avec les bords extérieurs surélevés. Dans la partie centrale de l'axe des dépressions se trouvent des rides topographiques de compression (pressure ridges) formants des systèmes en échelons dextres allongés et montrant des escarpements récents (Philip et al., 2001).

Les déplacements horizontaux cumulés ont été mesurés le long du segment d'Arpi-Vanadzor, ils atteignent des valeurs entre 1.8 et 2 km, tandis que les déplacements verticaux atteignent 10-15 mètres (Trifonov et al., 1990; Rebaï et al., 1993). Le long des dépressions de Vanadzor et de Fioletovo les amplitudes des déplacements horizontaux atteignent 1.4 km, mais les amplitudes verticales augmentent jusqu'à 30-60 mètres. La vitesse horizontale a été estimée: 3-4 mm/an pour le segment d'Arpi-Vanadzor de la faille PSSF (Trifonov et al., 1990); et à 2.8 mm/an pour le segment de Vanadzor-Artanish de la faille PSSF (Philip et al., 2001).

Sur les différents segments de la faille de Pambak-Sevan-Suynik les nombreux séismes fortes ont été fixés dont les plus fortes sont: $M_{\max_Paléo} = 7.4$; $M_{\max_Historique} = 7.5$; $M_{\max_Instrumental} = 6.5$.

Les caractéristiques de la faille de Pambak-Sevan-Suynik sont détaillées sur la Tableau I-2.

I-4.2. Faille active de Garni (GF)

La faille active de Garni consiste cinq segments principaux qui ont les directions nord-ouest et nord-nord-ouest (Fig. I-4). Ils s'échelonnent relativement l'un l'autre de manière à ce que chaque segment sud commence plus est par rapport à antécédent. La longueur géométrique de la faille de Garni est de 198 kilomètres et la longueur cumulée par segments est de 343 kilomètres.

Le segment le plus Nord de la faille de Garni est segment d'Halavar (GF1) (Fig. I-4). Il a une longueur de 67 km et une direction $320 \pm 5^\circ$ Nord-Ouest. L'extrémité Nord-Ouest de ce segment rejoint la faille Pambak-Seva-Suynik. Le séisme de Spitak (1988) qui s'est produit sur ce segment a provoqué une rupture de 37 km de longueur avec un déplacement vertical de 2 m (Karakhanian et al., 1989; Trifonov et al., 1990; Karakhanian, Balasanyan, 1992; Philip et al., 1992). Le déplacement horizontal a été estimé comme décrochement dextre qui par endroits atteint 2 mètres.

Plus au Sud de GF1 se trouve le segment de Garni (GF2). Il a une longueur de 73 km et une direction $168 \pm 8^\circ$ Sud-est (Fig. I-4). L'existence même du segment de Garni est la cause de débat entre les spécialistes. Cette difficulté d'identification vient du fait que ce segment est en partie couvert par des coulées de lave. Les études de ces dernières années ont révélé des déplacements à partir des déplacements des cours des rivières Razdan et Azat (Trifonov and Karakhanian, 2004). En partant de ces observations on peut supposer que la cinématique de ce segment est décrochante dextre avec une composante normale.

Plus au Sud, la faille de Garni se continue par le segment d'Elpin (GF3) qui a une longueur de 51 km et une direction $150 \pm 15^\circ$ Sud-est (Fig. I-4). Sur toute la longueur du segment d'Elpin les évidences de décrochement dextre sont bien identifiées. Le séisme de

Garni (1679) avec une $M = 6.9$ a été localisé dans la zone de transition entre les segments de Garni et d'Elpin (New Catalog ..., 1977; Karapetian, 1986; Karapetian, 1990; Ambraseys, 1988; Karakhanian, et al., 1997b; Karakhanian, et al., 1999).

D'après le segment d'Elpin la faille de Garni se divise en deux segments. Le segment le plus à l'Est est la faille Arpi-Zangezur (GF5) (Fig. I-4). Ce segment est composé d'un système de ruptures de géométrie compliquée qui par endroits est disposé en échelon. Le segment d'Arpi-Zangezur se continue à l'Est-sud-est et rejoint la zone du segment de Tskhuk-Zangezur de la faille de Pambak-Seva-Suynik. Sur toute la longueur du segment d'Arpi-Zangezur on découvre des indices de décrochement dextre (Trifonov and Karakhanian, 2004). La longueur de ce segment fait à peu près 87 km. Le segment le plus Ouest (GF4) a une longueur de 65 km et une direction $165 \pm 15^\circ$ Sud-est (Fig. I-4). Les renseignements sur la cinématique sur ce segment sont vagues et insuffisantes. Près du contact des segments GF3 et GF4 a eu lieu le séisme d'Elpini (906) avec $M_s = 7.0$ (New Catalog ..., 1977; Karapetian, 1990; Ambraseys, 1988; Karakhanian, et al., 1999).

Les caractéristiques plus détaillées de la faille de Garni sont présentées dans le Tableau I-2

I-4.3. La faille active d'Akhurian (AhF)

La faille d'Akhurian a une longueur géométrique de 218 kilomètres et la longueur cumulée par segments de 270 kilomètres (Fig. I-2; Fig. I-4). Certain fragments de cette grande faille, sans indication d'activité, ont été décrite par Gabrielian et al. (1981) et Babaian (1984). Elle a été identifiée par Trifonov et Karakhanian comme une structure tectonique active (Trifonov et al., 1990; Trifonov et al., 1994; Karakhanian et al., 1997a; Karakhanian et al., 1997b; Karakhanian et al., 2003). La faille active d'Akhurian s'observe au nord-est de la ville de Kagiman (Turquie), près de la ville de Digor (Turquie) – le village Tashpik (Turquie) – les ruines de la vile Ani (Turquie) – les villages Isaakian, Lusakhyur, Dzhadzhur, et pokr Sarian (Arménie). Cette faille comporte cinq grands segments. Ces sont les segments: de Gyumri (AhF1) avec une longueur de 85 km; d'Ani (AhF2) avec une longueur de 41 km; de Digor (AhF3) avec une longueur de 51 km; de Kagizman (AhF4) avec une longueur de 42 km; et de Sarikom (AhF5) avec une longueur de 51 km.

La direction de la faille d'Akhurian est 205° vers Sud-ouest. Le pendage est fort ($80-85^\circ$) et probablement vers le NW. Le tracé de la faille correspond à une succession de segments formant un échelon sénestre (Karakhanian, 1995).

La cinématique de la faille d'Akhourian est estimé comme décrochement senestre avec une composante normal (Trifonov et al., 1994; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 1997b). La magnitude maximale historique connue correspond à celle du séisme d'Ani en 1064, $M_s=7.0$. Le dernier fort séisme s'est produit sur le segment de Digor en 1935 avec une $M=6.2$. Les vitesses des mouvements tectoniques pour la faille d'Akhutian n'ont pas été estimées.

Les caractéristiques plus détaillée de la faille d'Akhourian sont présentées sur le Tableau I-2.

I-4.4. La faille active Zheltorechensk-Sarighamish (ESF)

La faille active de Zheltorechensk-Sarighamish est l'une des ramifications principales de la continuation vers le Nord-Est de la zone de la faille active Est-Anatolienne (Fig. I-2; Fig. I-4). Par le passé, la partie Nord-est a été décrite et qualifiée comme non active (Paffingolts, 1946; Mkrtchian, 1956; Aslanian, 1981). Pour la première fois, la faille Zheltorechensk-Sarighamish a été décrite comme active en 1990 (Trifonov et al., 1990; Karakhanian, 1994).

La faille Zheltorechensk-Sarighamish a une longueur géométrique de 272 kilomètres et la longueur cumulée par segments de 302 kilomètres. Vers la région située entre les villages Bashgyukh et Lernagyukh (Arménie) la faille Zheltorechensk-Sarighamish traverse la faille active de Pambak-Sevan-Suynik et déplace cette zone de façon senestre d'environ 1000 mètres.

La cinématique récente de la faille Zheltorechensk-Sarighamish correspond à une faille normale avec un pendage de 45-60° vers le Nord et avec une amplitude maximale du déplacement vertical de 70 mètres; la composante horizontale est estimée est senestre avec une amplitude de 300-450 mètres dans sa partie Est, et qui croît jusqu'à 1000-1500 mètres après le croisement avec la faille de Pambak-Sevan-Suynik (Trifonov et al., 1990; Karakhanian, 1995) (Fig. I-4). Ces derniers auteurs évaluent la vitesse horizontale à 4mm/an et la verticale à 0.8-1mm/an (Trifonov et al., 1990; Karakhanian, 1995).

Plusieurs séismes se sont produits sur la faille Zheltorechensk-Sarighamish. L'un des plus importants s'est produit en 1983 en Turquie (séisme de Sarikamish, M=6.9). Ce séisme a produit une rupture de surface d'une longueur de 8 km montrant un jeu horizontal senestre et vertical de 1.2m et 0.6m respectivement (Karakhanian, 1995; Trifonov, 1999).

Les caractéristiques plus détaillées de la faille Zheltorechensk-Sarighamish sont présentées sur le Tableau I-2.

I-4.5. Le système des failles Sardarapat-Nakhichevan

Le système des failles Sardarapat-Nakhichevan se compose de quatre segments en échelons: le segment de Kagizman (KF); le segment de Sardarapat (SF); le segment de Parakar-Dvin (PDF); le segment de Nakhichevan (NF). La longueur de faille de Sardarapat-Nakhichevan est de 300 km et sa longueur cumulée par segments est approximativement de 340-350 km. Les segments forment un système d'échelons sénestres qui s'étend de la ville Kagizman (Turquie) vers le territoire d'Arménie passant au Sud de la ville Erevan au Nord des villages Dvin et Artashat. Ensuite ce système continue vers le Sud-est vers l'Azerbaïdjan près de la ville de Nakhichevan il a une direction Nord-ouest – Sud-est et il est possible qu'il se prolonge dans la direction de la ville Marand (Iran) (Fig. I-4).

Le plus actif est le segment de Sardarapat qui a une longueur de 70-75 kilomètres. Ce segment se situe le long d'un relief de 40-70 mètres de haut au-dessus de la dépression d'Ararat (Karakhanian et al., 2004a).

À l'extrémité Est de segment du Sardarapat un ancien canal d'irrigation a été décalé verticalement par la faille de 2.5 mètres par rapport de niveau de la dépression où il a été construit. En partant de datation C14 et des déplacements mesurés la vitesse verticale du segment de Sardarapat a été estimée à 0.7 mm/an (Karakhanian et al., 2004a). L'estimation de la vitesse horizontale n'a pas pu être estimée (Karakhanian et al., 2004a).

Les caractéristiques plus détaillées de faille Sardarapat-Nakhichevan sont présentées dans le Tableau I-2.

Tableau I-2: Les caractéristiques principales des failles majeures du territoire d'Arménie.

<i>Code de la faille</i>	<i>PSSF</i>	<i>GF</i>	<i>AhF</i>	<i>ESF</i>	<i>SF</i>
<i>Nome de la faille</i>	Pambak-Sevan-Syunik	Garni	Akhurian	Geltorechka-Sarikhamish	Sardarapat
<i>Rang</i>	Sub-régional	Sub-régional	Sub-régional	Sub-régional	Local
<i>L'extrémité du Nord (φ; λ)</i>	41,0747; 43,3402	40.9254; 44.1014	40.950; 43.963	40.9813; 44.3668	43.729; 40.159
<i>L'extrémité du Sud (φ; λ)</i>	38,7444; 46,5831	39.5440; 45.4220	39.8; 42.004	40.147; 41.439	44.279; 39.982
<i>Longueur (km)</i>	490	198	218	272	51
<i>Longueur totale par segments (km)</i>	1006	299	270	302	51
<i>Largeur Min / Max (km)</i>	0.1 / 6.0	0.1 / 7.0	0.1 / 7.5	Pas de donnée	Pas de donnée
<i>Profondeur (km)</i>	40 (données géologique); 35 (données sismologiques)	40 (données géologique); 15 (données sismologiques)	15 (données sismologiques)	Pas de donnée	20 (données sismologiques)
<i>Direction moyenne</i>	130°N	150°N	54°N	69°N	111°N
<i>Nombre Segments de premier classe</i>	5	3	2	4	1
<i>Cinématique</i>	Décrochement dextre avec composant vertical variable	Décrochement dextre avec composant vertical variable	Décrochement senestre	Décrochement senestre avec composant normale	Faille Normale avec Décrochement dextre
<i>Déplacements maximaux</i>	2000 m (horizontal)	15 m (horizontal pendant Holocen); 200 m (horizontal)	Pas de donnée	1500 m (horizontal pendant Holocen); 70 m (horizontal)	>74 m (vertical)
<i>Vitesse de déplacement</i>	Horizontal : 3-4 mm/an (PSSF2) 4-5 mm/an (PSSF4) (Trifonov et al. 1990, 1994) Horizontal : 2.24±1 mm/an (PSSF2) 0.53-0.64 mm/an (PSSF4) (Philip et al. 2001)	Horizontal : 3 ± 0.5 mm/an (Trifonov et al. 1994)	Pas de donnée	Horizontal : 4 mm/an (Trifonov et al. 1990) Vertical : 0.8-1 mm/an (Trifonov et al. 1990)	Vertical : 0.7 mm/an (Karakhanian et al. 2004)
<i>M_{max} paléo.</i>	7.4 (Mw)	Pas de donnée	Pas de donnée	Pas de donnée	Pas de donnée
<i>M_{max} historique</i>	7.5 (1139)	7.0 (1679)	Pas de donnée	6.5 (1859)	Pas de donnée
<i>M_{max} instrumental</i>	6.5 (Ms) (1931)	6.9 (Mw) 7.1 (Ms) (1988)	6.8 (Ms) (1924) 6.2 (Ms) (1935)	6.9 (1983)	4.9 (1916)

I-5. SISMICITE INSTRUMENTALE DE L'ARMENIE

Le premier réseau de stations sismologiques a été installé en Arménie en 1962. Pour la période 1962-2005, le catalogue instrumental des séismes du NSSP (Service National de Protection Sismique de l'Arménie) compte plus de 23000 événements avec des magnitudes $M \geq 1.2$, comprenant les *aftershocks* des séismes forts et les *swarm* sismique. Ce catalogue est souvent appelé le catalogue National de l'Arménie.

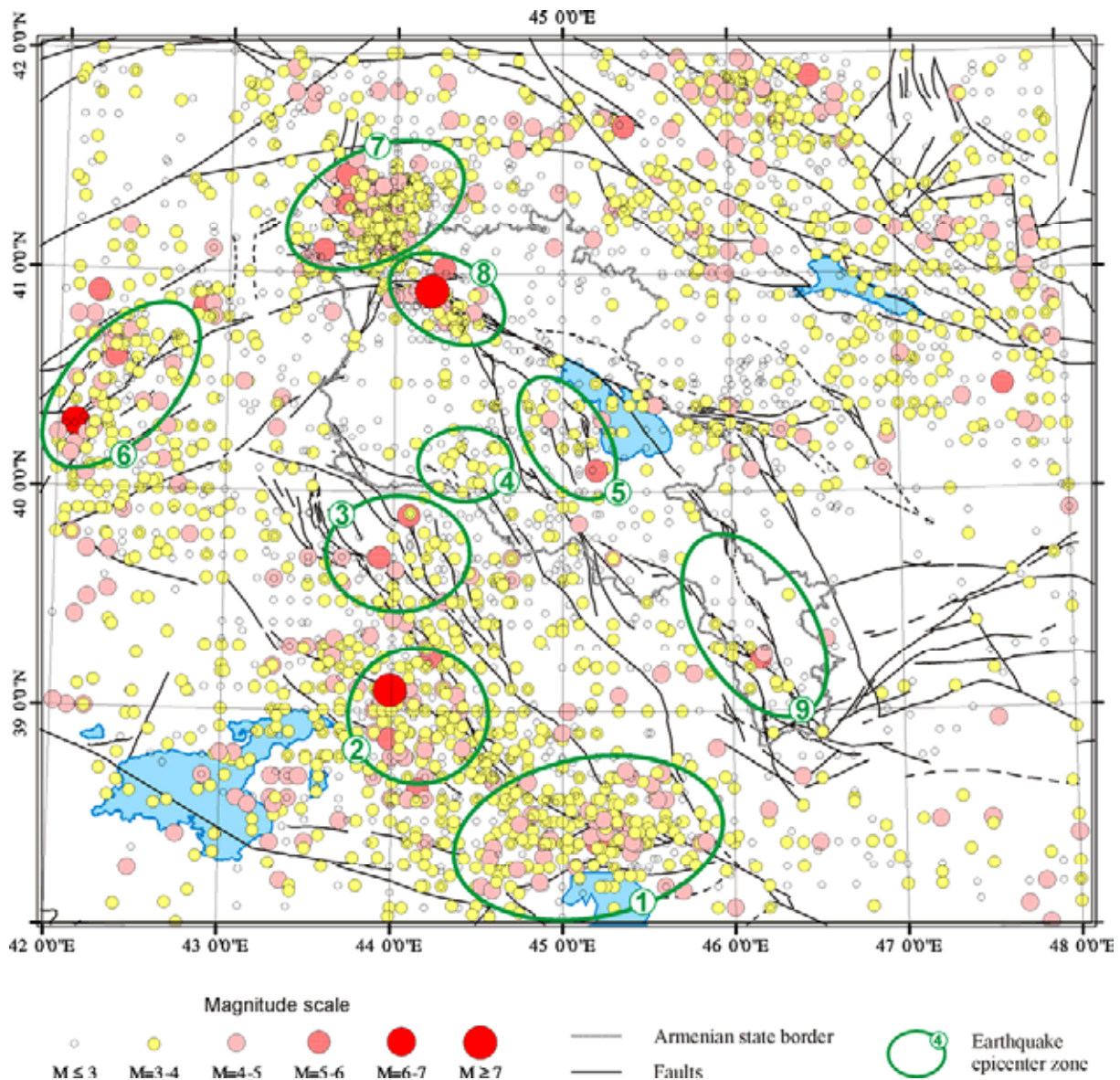


Figure I - 5 : Sismicité instrumentale de l'Arménie et régions voisines avec $M \geq 1.9$ (catalogue de-clustérisé d'après Durgaryan, 2006).

En utilisant le catalogue National de l'Arménie et les catalogues des pays voisins* Durgaryan (2006) a réalisé l'analyse détaillée des séismes en Arménie. Il a défini la limite inférieure de représentativité des magnitudes du catalogue National de l'Arménie à $M=1.9$. En utilisant l'algorithme proposé par Reasenber (1985), un catalogue sismologique « dé-clustérisé » a été réalisé pour le territoire compris entre les latitudes N 38° - 42° et les longitudes E 42° - 48° . Le catalogue dé-clustérisé est un catalogue instrumental ne contenant pas les séismes dépendants (ce sont les *aftershocks* des séismes forts, les *swarm* sismiques, les séismes avec des magnitudes plus petites que la limite inférieure de la représentativité des magnitudes, etc.). Le catalogue dé-clustérisé contient 4504 séismes pour la période 1962-2005 avec une précision minimale de l'estimation des coordonnées des épicentres de 0.1° (≈ 11 km) (Arakelian & Martirosian, 1997; Durgaryan, 2006). La distribution spatiale des séismes du catalogue dé-clustérisé est présentée sur la figure I-5.

Nombres de chercheurs sont d'avis que les séismes principaux se produisent dans les mêmes zones focales (Mogi, 1988; Casakara, 1988; Sobolev, 1993). La sélection des zones focales pour l'Arménie a été réalisée par Durgaryan (2006) en utilisant la loi de Gutenberg et Richter ($\lg N = aM - b$; Gutenberg & Richter, 1956) (Fig. I-5; Tableau I-3). (Tableau I-3)

Tableau I-3: Les zones focales calculés avec la loi de Gutenberg et Richter (Durgaryan, 2006)

<i>Numéro de zone</i>	<i>Nom de zone</i>
1	Nord-Tabriz
2	Chaldiran
3	Igdir
4	Erévan
5	Garni
6	Norman
7	Javakhk
8	Spitak
9	Zangezour

*

1. Catalogues du Service Sismologique de Turquie – Université Bogazici (Turquie); 2. Catalogue de l'Observatoire de Kandilli (Turquie); 3. Catalogue de Earthquake Research Institute (Turquie); 4. Catalogue de l'Institut de Géophysique (Géorgie); 5. Catalogue du Centre Sismique de l'Académie Nationale de Sciences de l'Azerbaïdjan (Azerbaïdjan)

CHAPITRE II:

ETUDE GEODYNAMIQUE PAR GPS

INTRODUCTION

Le GPS (Global Positioning System) est un système de positionnement tridimensionnel et de transfert de temps par satellites. En effectuant des mesures simultanées sur des sites distincts (mode différentiel), cet outil permet d'atteindre des précisions relatives de quelques millimètres sur des distances allant de quelques kilomètres jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres. Ces précisions ont fait du GPS un outil performant pour quantifier en temps réel (géologique) les déformations actuelles de la lithosphère. De nombreuses études ont montré l'efficacité des mesures GPS sur des zones de collisions entre plaques lithosphériques (Reilinger et al, 1996 ; Reilinger, Barka, 1997; Guseva et al, 1998; Shevchenko et al, 1999; McClusky et al, 2000; Wang et al, 2001; Vernant et al, 2004b).

Les études des vitesses de déformations lithosphériques par GPS ont été initiées en Arménie à partir de 1991 (Reilinger et al., 1996; Reilinger, Barka, 1997; McClusky et al., 2000). Une station GPS permanente a été installée à Erevan et fonctionne depuis 1996. C'est la station NSSP du réseau « Mediterranean GPS Network » (MGN), qui a été créé pour l'étude des déformations globales dans les zones de collision des plaques continentales, ainsi que pour définir les vitesses des mouvements et les pôles des rotations des plaques lithosphériques (<http://sopac.ucsd.edu>; Balassanian et al., 1999c).

L'analyse des données de GPS a permis de déterminer que les principales déformations provoquées par la convergence des plaques Arabique et Eurasienne, se distribuent entre les failles de décrochements dextre disposées à l'Est de la Turquie et les chevauchements le long de la frontière du Caucase (Barka and Reilinger, 1997; McClusky et al., 2000). Reilinger et Barka (1997) montrent que la tectonique de la région du Caucase est mieux décrite par une distribution de la déformation que par le mouvement de blocs rigides. Le raccourcissement total à travers le Petit et le Grand Caucase est évalué 10 ± 2 mm/an, dont $\approx 60\%$ est attribué au Grand Caucase (Barka and Reilinger, 1997; McClusky et al., 2000).

Une autre étude basée, elle aussi sur des données GPS, montre des conclusions opposées. Les déformations engendrées au cours de la dérive de la plaque Arabique au Nord, seraient intégralement absorbées par les zones ophiolitiques du Nord Anatolie et du Petit Caucase (principalement sur le territoire de l'Arménien) et ils ne se transmettraient pas au Nord du Grand Caucase (Guseva et al., 1998; Shevchenko et al. 1999).

Les contradictions des interprétations peuvent être expliquées, soit par la densité insuffisante des points d'observation du réseau GPS, soit par les faibles vitesses attendues sur la zone d'étude. Mais, le problème peut aussi être lié à la différence entre les modèles

géodynamiques utilisés. Cependant, ni Reilinger & Barka (1997) et McClusky et al., (2000), ni Guseva et al. (1998) et Shevchenko et al. (1999) n'ont utilisé les données géologiques concernant l'activité, les déplacements, la cinématique des failles etc.

En 1998, dans le cadre du projet PICS (Programme International de Cooperation Scientifique) nommé «GPS-aided studies on seismic hazard assessment and monitoring», l'Université Montpellier II (France), la Société «Georisk» (Arménie) et l'Institut des Sciences Géologiques de l'Académie Nationale des Sciences d'Arménie (Arménie) ont commencé une étude des déformations des zones des failles actives par GPS sur l'Arménie. Un réseau GPS de 22 points a été ainsi installé à des fins tectoniques mais aussi pour compléter le réseau MGN (Mediterranean GPS Network) en Arménie centrale et nord (Doerflinger et al., 1999; Davtyan et al., 2006). L'étude a été réalisée par une équipe de chercheurs avec la participation de Arakelyan, S.¹, Aslanyan, R.², Avagyan, A.², Baghdasaryan, H.², Bayer, R.³, Calais, E.⁴, Champollion, C.³, Collard, P.³, Davtyan, V.^{2,3}, Daignieres, M.³, Doerflinger, E.³, Gerbault, M.³, Karakhanyan, A.¹, Masson, F.³, Peyret, M.³.

Dans ce chapitre, après un bref rappel du principe de fonctionnement du GPS, nous exposons le détail des mesures et les résultats du traitement des données obtenues durant les trois campagnes des mesures (1998, 2000 et 2003).

¹ «Georisk» Compagnie des recherches scientifiques

² Institut des Sciences Géologiques de l'Académie Nationale des Sciences d'Arménie

³ Géosciences Montpellier, CNRS, France

⁴ Géosciences Azur - CNRS, France

II-1. HISTOIRE DES NAVIGATIONS PAR SATELLITES

Les systèmes de navigation par satellites de première génération ont été lancés au début des années 1960. Les travaux de création du système bas-orbital «Tsikada» de navigation par satellite ont été commencés en 1963 en URSS. Parallèlement au système «Tsikada», en 1964 aux Etats Unis apparaît le système de radionavigation satellitaire «Transit». Ces systèmes de navigations de première génération utilisaient des satellites basses orbites. La mesure des paramètres de navigations utilisait les signaux d'un seul satellite. Les orbites des satellites «Transit» étaient circulaires à une altitude d'environ 1100 km au-dessus de surface de la Terre. La précision du positionnement dépendait de la précision de l'estimation de la vitesse de l'objet. Dans les meilleurs cas la précision était d'environ 50 mètres pour les objets fixes. Les systèmes de navigation de première génération ne permettaient pas de réaliser des mesures en continu. (Solovev, 2000).

Tableau II-1. *Les caractéristiques comparatives de GLONASS et GPS*

Paramètres	GLONASS	GPS
Nombre des satellites	24	24
Nombre des orbites	3	6
Nombre des satellites sur chaque orbite	8	4
Inclinaison des orbites	64.8°	55°
Altitude des orbites (km)	19 130	20 180
Période orbitale des satellites	11 h. 15 min. 44 s.	11 h. 58 min. 00 s.
Système de coordonnées	SGS85	WGS84
Temps d'étalon	UTC (SU)	UTC (NO)
Fréquence porteuse :		
L1 (MHz)	1598,0625—1604,25	1575,42
L2 (MHz)	7/9 L1	60/77 L1
Nombre des éléments de code :		
C/A	511	1023
P	51 1000	2,35x10 ¹⁴
Poids des satellites (kg)	1450	1055
Puissance des accumulateurs solaire (W)	1250	450

A la fin des années 70^{ème}, en URSS et aux Etats Unis les systèmes de navigation par satellites de deuxième génération ont été lancés pour accéder au positionnement en temps réel sur l'ensemble de la surface terrestre avec des précisions décimétrique. Ces sont les systèmes militaires GLONASS (The Global Navigation Satellite System) de l'ex URSS et GPS (Global

Positioning System) des Etats Unis. Le principe de fonctionnement de ces systèmes est similaire. Leurs paramètres sont présentés sur le Tableau II-1.

En 2002 un nouveau système européen de navigation par satellite GALILEO a été lancé. Ce système civil devrait être pleinement opérationnel en 2011. Ci-dessous, nous décrivons en détail le système GPS que nous avons utilisé dans nos études.

II-2. GLOBAL POSITIONING SYSTEMS (GPS)

Le principe du système GPS repose sur la mesure de distances entre des satellites émettant des signaux et des stations réceptrices recevant ces mêmes signaux. Ces distances sont déterminées par la mesure du temps de propagation de ces signaux GPS. Pour déterminer des coordonnées dans l'espace à trois dimensions il faut théoriquement obtenir les distances de trois satellites et connaître la position de ces derniers. Mais en prenant en considération le facteur de l'erreur des horloges, il est en réalité nécessaire d'observer quatre satellites simultanément.



Figure II - 1 : Constellation des satellites GPS.

L'association NAVSTAR GPS (NAVigation System by Timing And Ranging – Global Positioning System) ou communément appelée GPS se compose de trois segments: le segment spatial (constellation des satellites); le segment de contrôle (stations de gestion et de contrôle); et le segment utilisateur (ensemble des récepteurs actifs).

Le segment spatial est composé de 24 satellites principaux et de 3 satellites de rechanges placés sur 6 orbites géocentriques dont les plans se trouvent à 55° par rapport au plan équatorial (Fig. II-1; Tableau II-1). Sur chaque orbite, dont l'altitude est d'environ 20180 km au-dessus de la surface terrestre, il y a au moins 4 satellites GPS. La période orbitale des satellites est égal à 11 heures 56 minutes (Tableau II-1). Les satellites sont munis d'émetteurs, d'horloges atomiques, d'ordinateurs et de panneaux solaires comme source d'alimentation.

Tout cela assure la possibilité de déterminer les coordonnées aussi bien sur la surface de la terre qu'à son proche voisinage.

Le segment de contrôle est composé de 5 stations d'observation terrestre dont la station maîtresse se trouve à Colorado Springs (Amérique du Nord). Les autres stations se situent sur les îles Hawaii (la partie centrale de l'océan Pacifique), sur l'île de l'Ascension (la partie centrale de l'océan Atlantique), sur l'île Diego Garcia (océan Indien), et sur Kwajalein (la partie occidentale de l'océan Pacifique) (Fig. II-2). Le segment de contrôle réalise les mesures précises des paramètres des orbites de satellites qui sont collectés et sont traités à la station de Colorado Springs. Les résultats de traitement permettent d'obtenir les informations sur les orbites, les corrections d'horloge et de fréquence, les corrections ionosphériques, etc. L'information obtenue est envoyée à bord des satellites pour être retransmise aux utilisateurs. La fréquence de renouvellement de l'information de retransmission se fait approximativement une fois toutes les deux heures.

Le segment utilisateur comprend les récepteurs GPS, qui reçoivent les signaux des satellites et qui calculent, sur la base des informations transmises, la position tridimensionnelle et la référence temporelle de l'utilisateur.

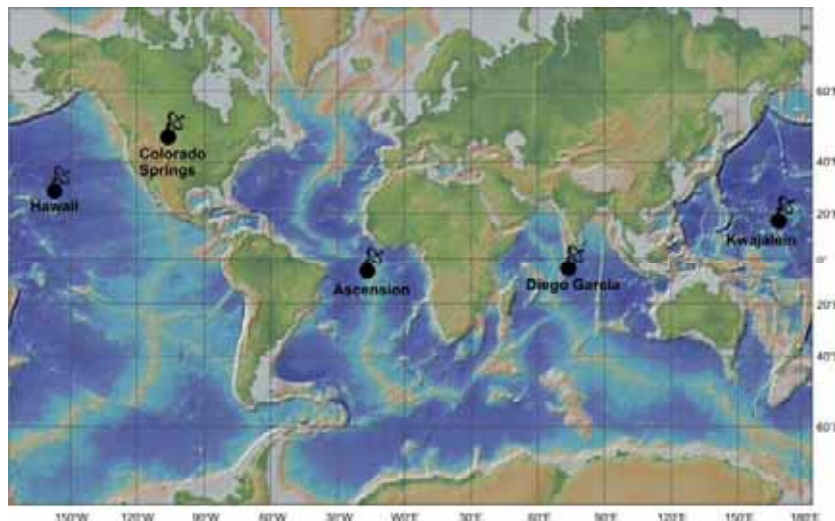


Figure II - 2 : Réseau du secteur de contrôle de système GPS.

II-2.1. Principe de la mesure GPS

II-2.1.1. Le signal GPS

Les différents signaux émis par les satellites GPS sont générés à partir de la fréquence fondamentale $f_0 = 10.23 \text{ MHz}$, dont la stabilité est assurée par des horloges atomiques embarquées sur les satellites GPS. A partir de cette fréquence fondamentale f_0 , chaque satellite génère deux ondes porteuses sinusoïdales L_1 et L_2 (Table II-2). L_1 et L_2 sont modulées par des codes pseudo-aléatoires et par le message de navigation. Pour cela on utilise, ce qu'on appelle la *modulation biphase*. Cela permet d'avoir toute l'information

transmise par le signal sous forme de successions binaires contenant les chiffres 1 et 0. Ce processus est illustré schématiquement sur la figure II-3.

Tableau II-2: Composantes du signal GPS (d'après Hofmann-Wellenhof et al., 1997).

Composante	Fréquence (MHz)	Longueur d'onde (m)
La fréquence fondamentale	$f_0 = 10.23$	29.31
L'onde porteuse L_1	$f_1 = 154 f_0 = 1575.42$	0.1905
L'onde porteuse L_2	$f_2 = 120 f_0 = 1227.60$	0.2445
Code P [$P(t)$]	$f_0 = 10.23$	29.31
Code C/A [$C(t)$]	$f_0/10 = 1.023$	293.1
Le message de navigation [$D(t)$]	$f_0/204600 = 50 \cdot 10^{-6}$	599589160

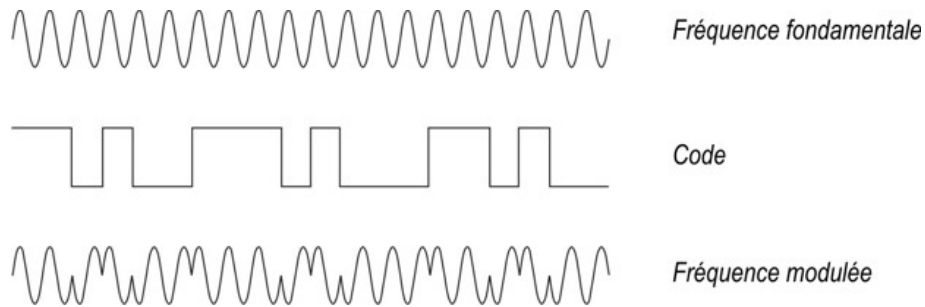


Figure II - 3 : Schéma de modulation biphase.

Ainsi, les signaux combinés transmis du satellite, peuvent être présentés par les formules suivantes :

$$\begin{aligned} L_1(t) &= \alpha_p P(t) D(t) \cos 2\pi(f_1 t) + \alpha_c C(t) D(t) \sin 2\pi(f_1 t), \\ L_2(t) &= b_p P(t) D(t) \cos 2\pi(f_2 t) \end{aligned} \quad (2.1)$$

où

α_p , α_c et b_p – sont les amplitudes des signaux.

II-2.1.2. Les différents types de positionnement

On distingue deux modes de positionnement, le positionnement absolu et le positionnement relatif. Chacun de ces modes se distingue par la précision du positionnement qu'il permet d'offrir et du dispositif d'acquisition à mettre en œuvre pour l'obtenir.

Pour le positionnement absolu un seul récepteur est nécessaire (Fig. 4a). Ce type de positionnement est peu précis: d'une centaine de mètres à quelques mètres en fonction du code (C/A ou P), de la qualité des éphémérides et des dégradations volontaires. L'intérêt de cette méthode est la possibilité d'obtenir une position en temps réel et d'utiliser des récepteurs de faible coût. Son utilisation principale est la navigation sur terre, en mer ou dans les airs. En raison de la faiblesse des précisions obtenues liées au système lui-même, ce n'est pas cette configuration qui intéressera notre étude.

En positionnement relatif, les distances satellites/récepteurs sont calculées soit à partir des codes P ou C/A, soit à partir des mesures de phase sur les ondes porteuses L1 et L2. Ces distances sont enregistrées simultanément en deux stations sur les mêmes satellites et le résultat est le vecteur entre les deux stations (positionnement relatif ou différentiel). Ce positionnement permet par différentiation de diminuer fortement l'influence des erreurs d'orbites, des corrections de propagation, des décalages des horloges satellites et récepteurs et de certains effets de dégradations volontaires du signal. Il permet d'atteindre de grandes précisions relatives : de quelques mètres en pseudo-distance à quelques millimètres en mesure de phase (la précision étant fonction de la distance séparant les deux stations). Il peut être effectué en mode statique ou dynamique, en temps réel ou différé. Son champ d'utilisation est vaste allant de la navigation à l'établissement de réseaux de grande précision. C'est ce type de positionnement, dans son utilisation la plus précise (mesure des phases L1 et L2) en temps différé, que nous allons utiliser.

II-2.1.3. La mesure de pseudo-distance

Le principe du positionnement GPS est basé sur la résolution du « problème linéaire géodésique ». En ramenant ce problème à un espace à 2-dimension, il s'agit de trouver la position d'un point P_0 dans le plan, à partir de deux autres points P_1 et P_2 dont les positions et les distances ρ_1 et ρ_2 au point P_0 sont connus. Les coordonnées recherchées, X_0 et Y_0 , peuvent être obtenues par la résolution du système d'équations (2.2) :

$$\left. \begin{aligned} \rho_1 &= \sqrt{(X_1 - X_0)^2 + (Y_1 - Y_0)^2} \\ \rho_2 &= \sqrt{(X_2 - X_0)^2 + (Y_2 - Y_0)^2} \end{aligned} \right\} \quad (2.2)$$

où,

X_j, Y_j ($j=0, 1, 2$) – sont les coordonnées cartésiennes connues des points P_1 et P_2 .

X_0, Y_0 – sont les coordonnées recherchées.

Pour décrire la position d'un point P_0 dans l'espace à 3 dimensions, il est nécessaire de déterminer trois coordonnées (X_0, Y_0, Z_0) de ce point. Pour cela il faut résoudre le système contenant trois équations de type (2.3) :

$$\rho_i = \sqrt{(X_i - X_0)^2 + (Y_i - Y_0)^2 + (Z_i - Z_0)^2}, i = 1, 2, 3, \quad (2.3)$$

Les signaux GPS sont des ondes électromagnétiques se propageant à la célérité de la lumière. En mesurant le temps de propagation de ces ondes, nous pouvons calculer la distance entre un satellite et un récepteur par la formule suivant:

$$\rho = c(t_R - t^S) \quad (2.4)$$

où

c – est la vitesse des ondes électromagnétiques dans le vide

t_R – est le temps de l'horloge du satellite au moment de l'émission du signal

t^S – est le temps de l'horloge du récepteur au moment de la réception du signal

La formule (2.4) fonctionne dans le cas où les temps t_R et t^S sont mesurés dans le même référentiel temps GPS absolu.. En pratique, les horloges satellite et récepteur ne sont pas parfaitement synchronisées au temps GPS absolu.. Pour résoudre ce problème il faut prendre en compte les erreurs δ_R et δ^S des temps t_R et t^S mesurés par les horloges satellite et récepteur. En considérant ces corrections, la formule (2.4) devient:

$$R = c[(t_R + \delta_R) - (t^S + \delta^S)] = c(t_R - t^S) + c(\delta_R - \delta^S) = \rho + c\Delta\delta. \quad (2.5)$$

où

δ_R – est l'erreur de l'horloge du récepteur

δ^S – est l'erreur de l'horloge du satellite

R – est la distance mesurée entre le récepteur et le satellite qui s'appelle pseudo-distance ;

A partir des équations (2.3) et (2.5) :

$$R = \rho + c\Delta\delta = \sqrt{(X_i^S - X_0)^2 + (Y_i^S - Y_0)^2 + (Z_i^S - Z_0)^2} + c(\delta_R - \delta^S). \quad (2.6)$$

L'équation de la pseudo-distance R est l'équation de base pour la résolution du problème de navigation par GPS. Les coordonnées du satellite X_i^S, Y_i^S, Z_i^S et l'erreur de l'horloge du satellite δ^S étant connues, il reste alors quatre inconnues dans l'équation (2.6) : les coordonnées de récepteur X_0, Y_0, Z_0 et l'erreur de l'horloge du récepteur δ_R . Donc, pour déterminer ces inconnues il faut quatre équations de type (2.6) ($i = 1, 2, 3, 4$). C'est-à-dire, il faut utiliser au minimum quatre satellites.

II-2.1.4. La mesure de phase

Cette méthode de mesure permet d'obtenir une précision millimétrique en mode relatif. Elle peut ainsi être utilisée pour les études de dynamique de lithosphère. L'équation principale de la mesure de phase sur les deux porteuses L1 et L2 est présentée ci-dessous (Teunissen P., Kleusberg A., 1998):

$$\Phi = \rho + c(dt^S - dt_R) - \lambda N + d_{ion} + d_{trop} + mp_{\Phi} + noise_{\Phi} \quad (2.7)$$

où

Φ – est la mesure de phase de l'onde porteuse

N – est l'ambiguïté entière de la phase (cycles)

λ – est la longueur de l'onde de phase

d_{ion} – est l'erreur ionosphérique de pseudo-distance

d_{trop} – est l'erreur troposphérique de pseudo-distance

mp_{Φ} – est l'erreur de trajet multiple de la phase porteuse

$noise_{\Phi}$ – est le bruit de récepteur sur la phase

L'équation (2.7) dépend de l'ambiguïté entière N (de nombre total de cycles). Mais lors des observations de phase on mesure des parties fractionnaires de phase. Le nombre total des cycles reste inconnu. Ce dernier ne permet pas d'effectuer les mesures des coordonnées du récepteur en temps réel. Mais ce problème est résolu pendant le processus de post-traitement simultané des données obtenues par deux ou par plusieurs stations en même temps.

II-2.1.5. Le positionnement relatif par mesure de phase

Le positionnement relatif ou différentiel (DGPS) est la méthode de détermination des composants de vecteur de la ligne de base $\vec{B}_{i \rightarrow k}$ entre deux points j et k (Fig. II-4b).

$$\vec{B} = \vec{R}_2 - \vec{R}_1 \quad (2.8)$$

$$\vec{B}_{i \rightarrow k} = \begin{bmatrix} X_k - X_i \\ Y_k - Y_i \\ Z_k - Z_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta X_{ik} \\ \Delta Y_{ik} \\ \Delta Z_{ik} \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

Le positionnement relatif se fonde sur l'observation simultanée de deux stations sur les mêmes satellites et le résultat est le vecteur entre les deux stations. Ce positionnement

permet par différentiation de diminuer fortement l'influence des erreurs d'orbites, des erreurs de propagation du signal, du décalage des horloges satellites et récepteurs, et de certains effets de dégradation volontaires du signal. Il permet d'atteindre des grandes précisions relatives : de quelques mètres « sur le code » à quelques millimètres en « mesure de phase ».

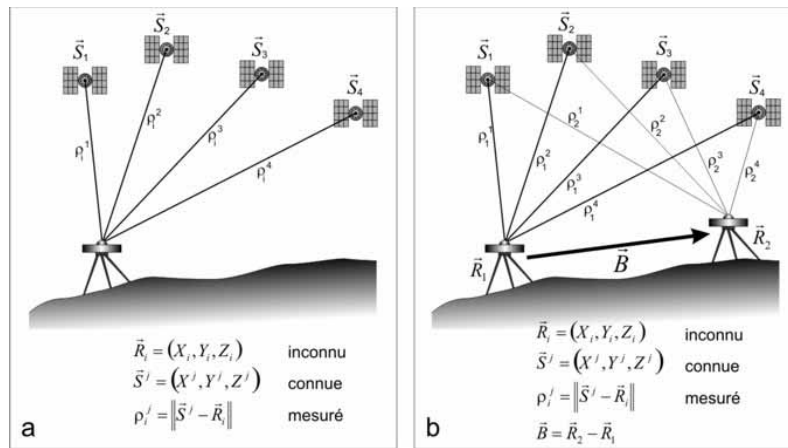


Figure II - 4 : Principe du positionnement GPS: a – absolu; b – relatif ou différentiel. Les positions des satellites \vec{S}^j , des points de mesure \vec{R}_i et du vecteur \vec{B} liant les deux points de mesure (pour le positionnement relatif) sont des quantités vectorielles exprimées dans un référentiel terrestre. Les distances entre les satellites et les points de mesure ρ^j sont les quantités mesurées.

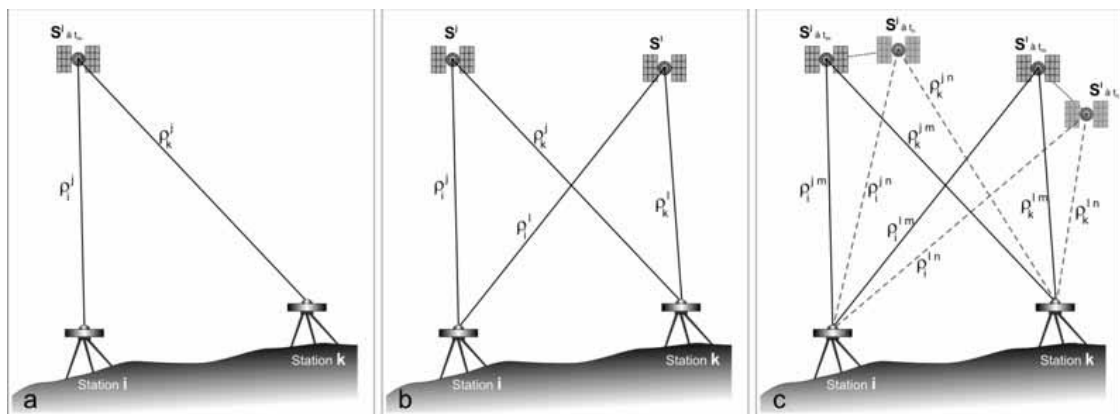


Figure II - 5 : Les différents types de différence utilisée pour le calcul du positionnement relatif par mesure de phase:
a – le positionnement en simple différence; b – le positionnement en double différence; c – le positionnement en triple différence.

Il y a plusieurs manières théoriques de réalisation de DGPS. Nous allons décrire quelques-unes d'entre elles. Pour cette détermination on forme en effet les différences suivantes (les termes représentant les erreurs ne sont pas différenciés dans les équations par soucis de simplicité et de clarté) :

II-2.1.5.1. Le positionnement en simple différence

Le positionnement en simple différence par mesure de phase. C'est le cas quand deux stations i et k observent le même satellite j simultanément (Fig. II-5a). Dans ce cas l'erreur de l'horloge du satellite est éliminée. Mathématiquement ce dernier apparaît ainsi :

$$\Phi_{ik}^j = \Phi_k^j - \Phi_i^j = \rho_k^j - \rho_i^j + c(dt_i - dt_k) - \lambda(N_k^j - N_i^j) + cdt_a + bm \quad (2.10)$$

avec:

dt_a : est le retard de la perturbation de signal

bm : est le bruit sur la mesure

II-2.1.5.2. Le positionnement en double différence

Le positionnement en double différence par mesure de phase. C'est le cas quand deux stations i et k observent les deux satellites j et l simultanément (Fig. II-5b). Dans ce cas on élimine l'erreur de décalage des horloges des récepteurs.

$$\Phi_{ik}^{jl} = \Phi_{ik}^l - \Phi_{ik}^j = \rho_k^l - \rho_k^j + \rho_i^j - \rho_i^l - \lambda(N_k^l - N_k^j + N_i^j - N_i^l) + cdt_a + bm \quad (2.11)$$

II-2.1.5.3. Le positionnement en triple différence

Le positionnement en triple différence par mesure de phase. C'est le cas quand deux stations i et k observent les deux satellites j et l simultanément pendant deux époques m et n (Fig. II-5c). Dans ce cas on élimine toutes les ambiguïtés entières et on détermine des sauts de cycles. :

$$\Phi_{ik}^{jl} = \Phi_{ik}^{jl,n} - \Phi_{ik}^{jl,m} = \rho_k^{l,n} - \rho_k^{j,n} + \rho_i^{j,n} - \rho_i^{l,n} - \rho_k^{l,m} + \rho_k^{j,m} - \rho_i^{j,m} + \rho_i^{l,m} + cdt_a + bm \quad (2.12)$$

Dans le cadre de cette recherche nous avons utilisé la méthode d'observation GPS différentielles «sur la phase» [Chapitre II, partie 1.3]. Les précisions des mesures de notre étude vont être décrites dans la partie suivant.

II-2.2. Sources d'erreurs

De nombreuses erreurs influent sur la précision de la détermination des coordonnées. L'origine de ces erreurs est diverse. L'utilisation de différents types de corrections ou le choix de méthodes d'observations permettent, soit de minimiser les valeurs de ces erreurs, soit de les exclure totalement. Les principaux types d'erreurs et leurs valeurs avant et après corrections sont présentés dans le Tableau II-3.

Tableau II-3 : Tableau récapitulatif des biais affectant la précision des mesures GPS bifréquences différentielles effectuées sur la phase. Les valeurs sont données à titre indicatif, et doivent être prises comme des ordres de grandeur moyens.

Type de perturbation	Avant correction	Après correction	Type de correction
Erreur de l'orbite radiodiffusée	≈ 1 ppm	≈ 0.01 ppm	Orbite précise recalculée
Horloge de satellite	≈ 0.5 ppm	Négligeable	Simple différence ou modèle
Horloge de récepteur	1 à 10 ppm	Négligeable	Double différence
Ionosphère	1 à 10 ppm	Négligeable	Enregistrement bi fréquence et modèle ionosphérique ou double différence
Troposphère	≈ 100 mm (vertical)	≈ 1 à 50 mm (verticale)	Modèle troposphérique et P, T, H standards
Trajet multiple	≈ 100 mm	< 1 mm	Site dégagé, antenne avec plan absorbant et long. obs
Bruit récepteur	≈ 2 mm	Négligeable	Choix du récepteur
Migration du centre de phase	≈ 10 mm	< 1 mm	Utilisation de modèles fabricant ou modélisation
Centrage	1 à 100 mm	Négligeable	Sur pilier, centrage forcé
Hauteur de l'antenne	1 à 1000 mm	< 1 mm	Redondance et soins des mesures
Coord. approchées des stations	≈ 10 ppm	≈ 0.05 ppm	Coord. approchées à 1 m

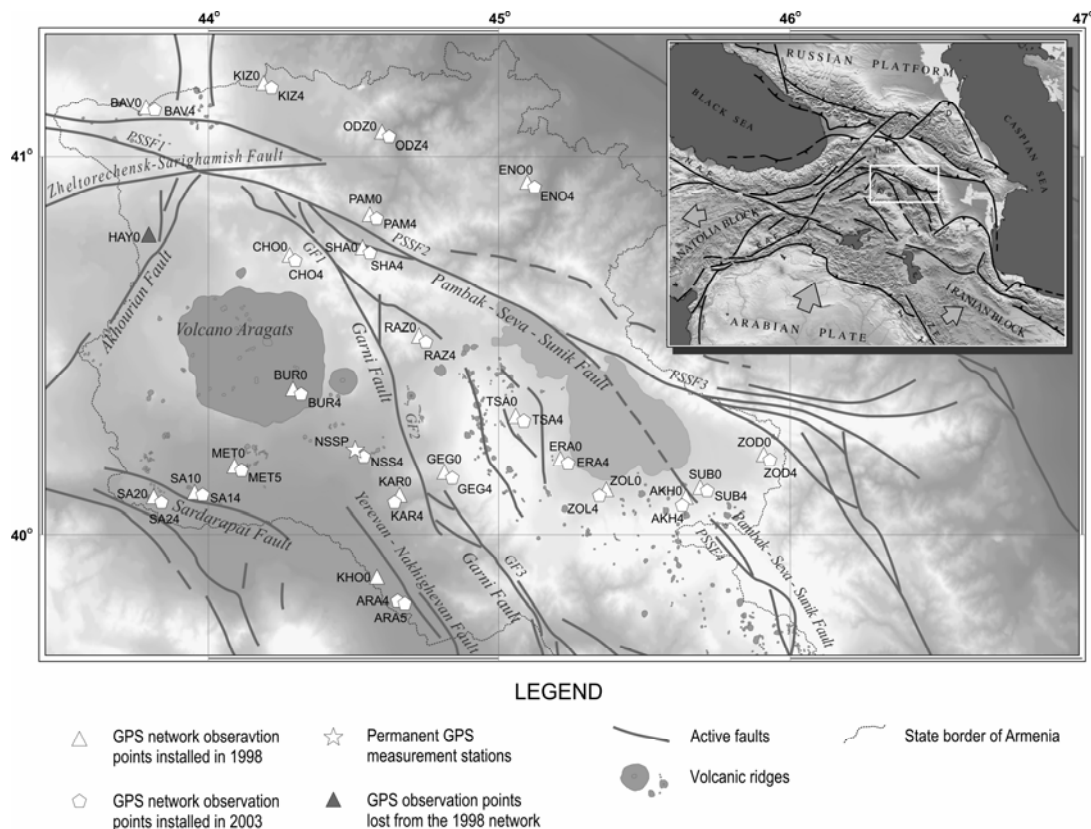


Figure II - 6 : La disposition des stations du réseau GPS Arméno – Français. Sauf la station NSSP, qui appartient à Mediterranean GPS Network.

II-3. RESEAU GPS ARMENO - FRANÇAIS

Le réseau d'observations GPS Arméno - Français a été installé en Arménie en septembre 1998. Ce réseau compte 22 points de mesure. Sur la figure II-6 sont présentées les localisations des sites de ce réseau. Trois campagnes de mesure ont été effectuées en 1998, 2000, et 2003. Durant de la campagne Arménie 2003, chaque point du réseau a été doublé d'un nouveau point afin de garantir la pérennité du réseau. Lors de cette même campagne de mesure les anciens points ainsi que les nouveaux ont été mesurés simultanément. Dans ce chapitre, nous allons détailler de choix de la géométrie du réseau GPS Arméno-Français et exposer les modalités des campagnes de mesure de ce réseau.

II-3.1. Géométrie de réseau

Ce réseau couvre l'Arménie centrale et du nord qui sont les régions les plus actives du point de vues de géodynamique. Il occupe un territoire de 150 km N-S sur 180 km E-W (Fig. II-6), qui peut être divisé en trois zones (Fig. II-7):

- **Zone-1: La zone de la partie centrale de l'arc tectonique Nord-Arménienne** - (Fig. II-7). C'est la région de croisement des deux failles de décrochement dextre (les failles PSSF Pambak-Seva-Suynik et GF Garni) et de deux failles de décrochement senestre (les failles AhF Akhurian et ESF Zheltorechensk-Sarikhamish) qui correspond au site du séisme de Spitak de 1988. Au nord se situe la région caractérisée par des failles normales NS (zone en extension Est-Ouest) du plateau Djavakhhk (Fig. II-7) associées à un volcanisme récent et de nombreux séismes de faibles magnitudes, Cette région présente une vulnérabilité importante au risque par la présence des villes de Gyumri et de Vanadzor (la deuxième et la troisième ville en Arménie). Dans cette zone a eu lieu le séisme de Spitak de 1988($M_s=7$) qui s'est traduit par plus de 600 habitats détruits (dont 4 villes y compris Gyumri et Vanadzor) et 25 000 personnes décédées selon les données officielles (Cisternas et al., 1989, 1990; Karapetian, 1989; Trifonov et al., 1990; Arefiev et al., 1990; Dorbath et al., 1992; Philip et al., 1992; Karakhanian, et al., 1992; Hassler et al., 1992).
- **Zone-2: La région entre les failles GF et PSSF** (Fig. II-7). La partie centrale de cette région est occupée par des alignements de volcans d'âge holocènes à quaternaires associés à des failles normales NS. Cette région comprend et la dépression volcano-tectonique du lac Sevan. A l'époque historique et préhistorique plusieurs séismes de magnitude 7.0 à 7.5, accompagnés d'éruptions volcaniques se sont produits sur des segments des failles GF et PSSF (Karakhanian A., et al., 2004; Karakhanian A. & Abgaryan., 2004).
- **Zone-3: La région triangulaire limitée par les failles AF et GF** (Fig. II-7). Dans la partie centrale de cette région se situe le grand stratovolcan de l'Aragats. D'après le modèle géodynamique de Karakhanian (Karakhanian A., et al., 1997), le bloc triangulaire de l'Aragats se déplace vers le Nord sous l'influence de la poussée de la plaque Arabique et évince sur les côtés des blocs voisins. Au Sud de cette région il y a deux failles – faille Sardarapat (SF) et faille Erevan

(YF) (Fig. II-7). Ces failles actives se situent à proximité de sites socio-économiques les plus importants : D'une part, la faille Sardarapat (SF) qui se situe à 13 km de la centrale nucléaire arménienne, et d'autre part la faille d'Erevan (YF) qui traverse la partie Sud de la capitale arménienne Erevan avec une population de 1.5 millions d'habitants. Cette seconde faille est mal identifiée en surface et manifeste une activité sismique avec des séismes de magnitude comprise entre 3.0 et 4,6 et d'intervalle de récurrence de 10 à 15 années.

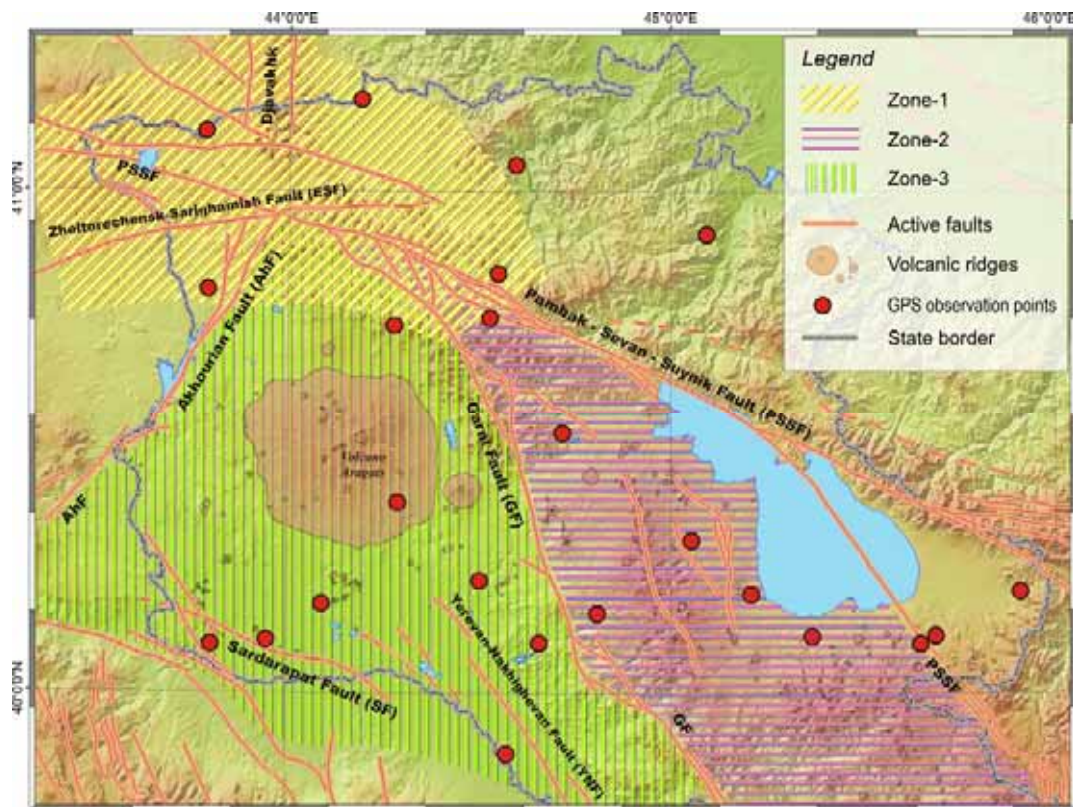


Figure II - 7 : La distribution des stations GPS par rapport aux zones tectoniques:
 Zone-1 – la partie centrale de l'arc tectonique Nord-Arménienne; Zone-2 – la région entre la faille de Garni (GF) et la faille de Pambak-Sevan-Suynik; Zone-3 – la région triangulaire limitée par les failles AF et GF.

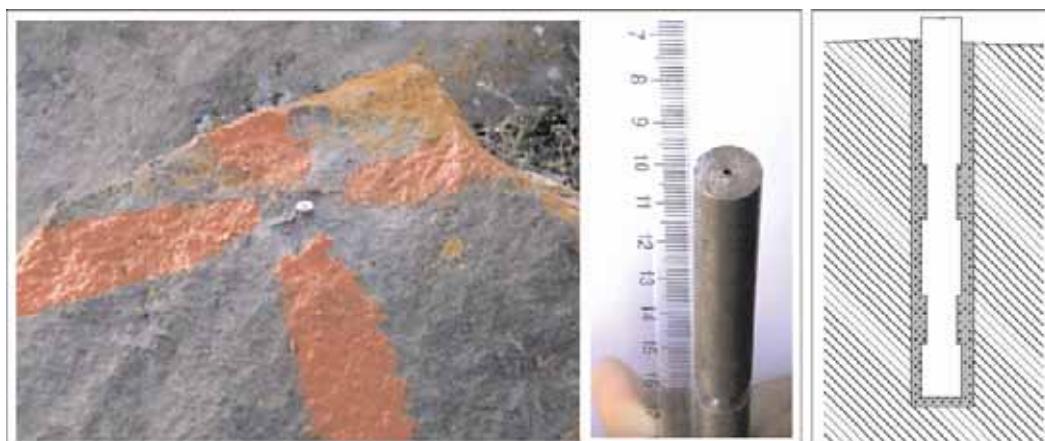


Figure II - 8 : Le standard de repère installé en Arménie en 1998.

II-3.2. Les campagnes de mesure GPS

Trois campagnes de mesure du réseau Arméno - Français ont été réalisées en 1998, 2000 et 2003. Chaque campagne avait sa spécificité. Ci-dessous, nous examinons en détail chacune des ces campagnes séparément.

II-3.2.1. La campagne GPS Arménie 1998

La campagne Arménie 1998 comprenait des travaux de reconnaissance des sites, d'installation des repères, et de mesure de ces points.

Les images aériennes et satellites nous ont été d'une grande aide pour les travaux de reconnaissance sur le terrain. Sur la base de ces informations nous avons équipé 22 sites (Fig. II-6). Nous avons utilisé des repères métalliques, d'un diamètre de 10 mm et d'une longueur de 200 mm, scellés dans des affleurements stables de roches de substratum principalement des formations basaltiques. Seule la partie supérieure des repères affleure au niveau de la roche (Fig. II-8). Au centre, les repères sont percés d'un trou millimétrique dont la partie supérieure sert de référence pour le positionnement des points de mesure.

Chaque site a été équipé d'un repère principal et de 3 repères auxiliaires. Les stations installées en 1998 nommées par le standard XXXN, où XXX correspond au nom du site et N au numéro des repères (0 pour le repère principal et 1, 2 et 3 pour les repères auxiliaires). Chaque repère principal a été mesuré durant 2 sessions de 24h à l'exception des stations BUR0, ENO0, ODZ0 mesurées plus longtemps. La chronologie des mesures effectuées en 1998 est présentée dans le Tableau II-4. Durant cette campagne de mesure, nous avons utilisé des stations GPS Ashtech Z12 avec les antennes Ashtech de type Chock Ring. Les antennes ont été mises en station à l'aide de trépieds et d'embases contrôlées en début et en fin de campagne. L'analyse qualitative des données de 1998 est décrite ci-dessous.

Tableau II-4: Occupation des stations GPS pendant la campagne de mesure Arménie 1998.

Site	Jour de l'année 1998 avec des observations GPS							
	262	263	265	266	268	269	271	272
KAR0	X	X						
KHO0	X	X						
MET0	X	X						
SA10	X	X						
SA20	X	X						
AKH0			X	X				
ZOL0			X	X				
ERA0			X	X				
SUB0			X	X				
ZOD0			X	X				
ENO0			X	X	X	X		
BUR0	X	X	X	X	X	X	X	X
ODZ0					X	X	X	X
GEG0					X	X		
PAM0					X	X		
RAZ0					X	X		
TSA0					X	X		
BAV0							X	X
CHO0							X	X
HAY0							X	X
KIZ0							X	X
SHA0							X	X

II-3.2.2. La campagne GPS Arménie 2000

La deuxième mesure du réseau GPS Arméno – Français a été effectuée en 2000. De la même façon que durant la campagne 1998, nous avons utilisé les stations GPS Ashtech Z12 avec les antennes Ashtech de type Chock Ring. Chaque repère principal a été mesuré durant 2 sessions de 24h à l'exception de la station SUB0. La chronologie des mesures de 2000 est présentée sur le Tableau II-5.

Tableau II-5: Occupation des stations GPS pendant la campagne de mesure Arménie 2000.

Site	Jour de l'année 2000 avec des observations GPS																					
	186	187	189	190	192	193	195	196	200	201	203	204	206	207	209	210	214	215	217	218	220	221
SA10	X	X																				
SA20	X	X																				
KHO0			X	X																		
MET0			X	X																		
BUR0					X	X																
GEG0					X	X																
KAR0							X	X														
RAZ0							X	X														
BAV0									X	X												
KIZ0									X	X												
ODZ0											X	X										
PAM0											X	X										
CHO0													X	X								
SHA0													X	X								
ENO0															X	X						
ERA0															X	X						
TSA0																	X	X				
ZOD0																	X	X				
ZOL0																			X	X		
SUB0																			X	X	X	X
AKH0																					X	X

Durant la campagne Arménie 2000 nous avons découvert que la station HAY0, la station la plus à l'Est, installé dans le but de fixer les déformations de la zone de faille AF, avait été détruite, et n'a donc pas pu être mesurée. L'analyse qualitative des données de 2000 est présentée ultérieurement.

II-3.2.3. La campagne GPS Arménie 2003

En 2003, avant la campagne de mesure, nous avons effectué une inspection des sites du réseau, qui a révélé des détériorations des points auxiliaires des stations ERA0, AKH0, SUB0, TSA0 (Fig. II-6), et la disparition des repères principaux des stations ZOD0 ZOL0, BAV0. Donc, sur chacun des sites nous avons décidé de doubler les points principaux en installant de nouveaux repères non visibles en surface et au centrage forcé. Durant la campagne Arménie 2003, les deux points principaux (anciens et nouveaux) de chaque site ont été mesurés simultanément (Fig. II-6).

Les nouveaux repères sont installés au dessous de la surface et recouverts par du ciment entre les campagnes afin de limiter les possibles dégradations (Fig. II-9). Durant les périodes de mesure le ciment de couverture est dégagé et un pivot (tige métallique) permettant de fixer l'antenne GPS est vissé sur le repère (Fig. II-9). Ce système de fixation permet de limiter les erreurs de centrage liées à la mise en station sur trépieds.



Figure II - 9 : *Le standard de repère installé en Arménie en 2003.*

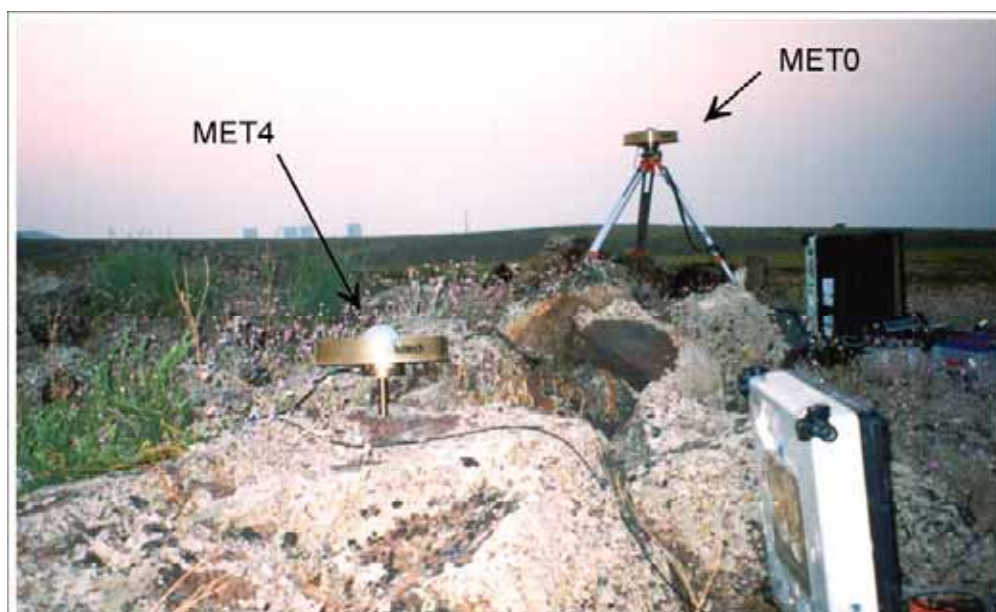


Figure II - 10 : *Le monitoring de la station MET0 du réseau principal et de la station MET4 du réseau de réserve.*

Tableau II-6: Occupation des stations GPS pendant la campagne de mesure Arménie 2003.

Site	Jour de l'année 2003 avec des observations GPS													
	177	178	180	181	183	184	186	187	189	190	192	193	195	196
BAV0	X	X												
BAV4	X	X												
ODZ0	X	X												
ODZ4	X	X												
ZOD0	X	X												
ZOD4	X	X												
KIZ0			X	X										
KIZ4			X	X										
PAM0			X	X										
PAM4			X	X										
SUB0			X	X										
SUB4			X	X										
AKH0					X	X								
AKH4					X	X								
CHO0					X	X								
CHO4					X	X								
SHA0					X	X								
SHA4					X	X								
NSS4	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
ARA4							X	X						
ARA5							X	X						
ENO0							X	X						
ENO4							X	X						
ZOL0							X	X						
ZOL4							X	X						
ERA0									X	X				
ERA4									X	X				
GEG0									X	X				
GEG4									X	X				
SA20									X	X				
SA24									X	X				
KAR0											X	X		
KAR4											X	X		
SA10											X	X		
SA14											X	X		
TSA0											X	X		
TSA4											X	X		
BUR0													X	X
BUR4													X	X
MET0													X	X
MET4													X	X
RAZ0													X	X
RAZ4													X	X

Les stations du réseau de réserve sont nommées par le standard XXX4 et XXX5. Elles sont installées à une distance de quelque mètre des stations principaux de 1998 (Fig. II-10).

La chronologie des mesures de 2003 est présentée dans le Tableau II-6. Durant la campagne Arménie 2003 les stations GPS Ashtech Z12 et Ashtech ZX avec les antennes Ashtech de type Chock Ring ont été utilisées. L'analyse qualitative des données de 2003 est présentée dans le sous-chapitre suivant (ultérieurement).

II-3.3. Analyse qualitative des données

Dans cette partie nous allons effectuer l'analyse des données obtenues durant les trois campagnes de mesure GPS réalisées sur le réseau Arménien en 1998, 2000 et 2003. Cette analyse a été réalisée en trois étapes :

1. Synthèse des problèmes relevés durant les mesures sur les carnets de terrain (repères, mise en station, enregistrement, mouvements de l'antenne en cours d'enregistrement).
2. Lecture des fichiers GPS et prétraitement des données à l'aide du logiciel TEQC de l'UNAVCO (<http://facility.unavco.org/software/teqc/teqc.html>).
3. Comparaison des vecteurs vitesses obtenus à partir des différents couples de campagnes de mesure (1998 et 2000; 1998 et 2003; 2000 et 2003) (Fig. II- 11). Normalement, en cas d'absence de déformations instantanées (provoquées par des séismes importants etc.) la vitesse de déplacement des stations doit être relativement constante. C'est-à-dire, que les valeurs et les directions des vecteurs vitesses de chaque station de chaque couple de campagnes doivent être quasi-identiques. L'une des causes des différences entre ces vecteurs vitesse peut être la mauvaise qualité de mesure. La comparaison des vecteurs vitesse présentés sur la figure II- 11 nous a permis de mettre en évidence des différences sur les stations AKH0, BAV0, BUR0, ENO0, KAR0, KIZ0, MET0. Pour rechercher les origines des erreurs nous avons réexaminé en détail les notes enregistrées dans les carnets de terrain, et nous avons refait l'analyse du prétraitement des données enregistrées.

II-3.3.1. Analyse qualitative des données de la campagne Arménie 1998

Durant la campagne Arménie 1998, peu de problèmes techniques ont été rencontrés. L'installation et le centrage des antennes au-dessus des repères ont été effectués d'une manière précise. Les trépieds ont été bien fixés. Le seul problème de mise en station a été rencontré sur la station SHA0 (Fig. II-6). Une heure après le début de la session de mesure, l'antenne a été réinstallée. Nous avons donc supprimé le début (1h 20mn) de mesures sur cette station. Ce manque de données n'est pas très important et sans conséquence sur le résultat du traitement.

Le second point qui nous a posé un problème est le point RAZ0 (Fig. II-6). Le repère de cette station a été installé dans un endroit dégagé. Durant le premier jour d'observation le récepteur n'a capté aucun satellite. Nous avons confirmé cet état avec un petit récepteur GPS de poche. Nous avons installé un nouveau repère à quelques kilomètres. L'observation de la nouvelle station RAZ0 durant 24 heures suivantes a passé avec succès.

Les carnets de terrain de l'année 1998, n'ont montré aucun autre problème sur les mesures des autres stations du réseau GPS Arméno-française. Les données de la campagne Arménie 1998 utilisées dans l'analyse finale sont présentées dans le Tableau II-7.

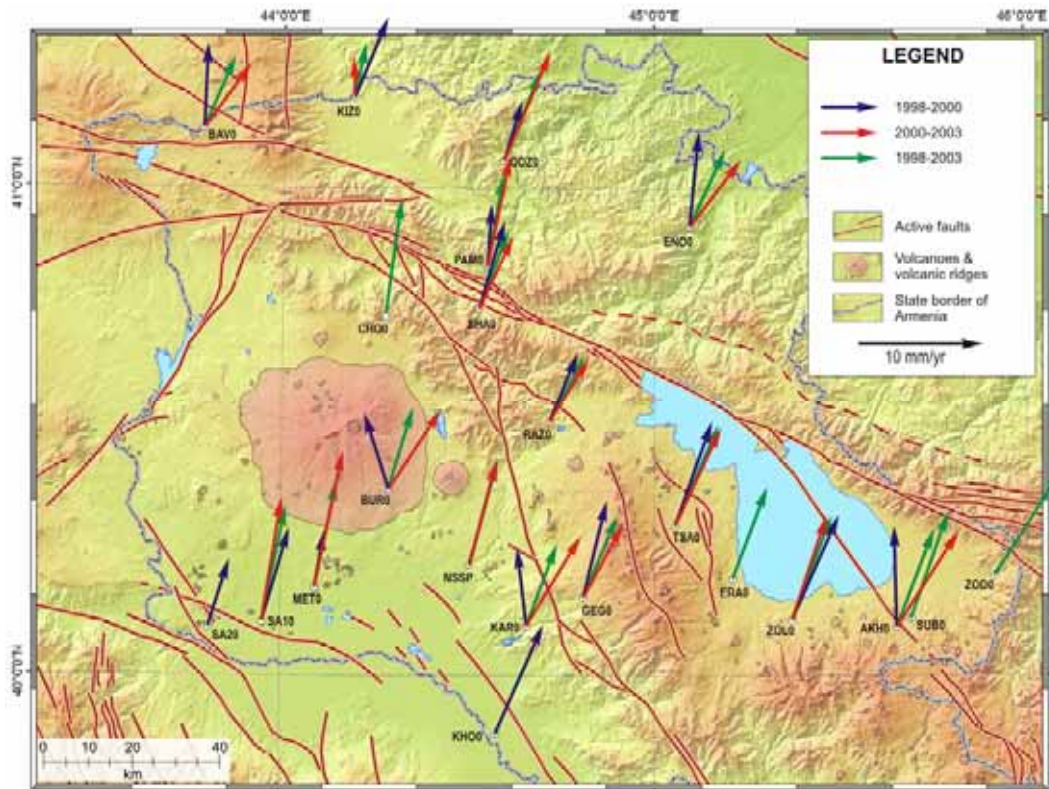


Figure II - 11 : La comparaison des vecteurs de vitesse du déplacement des stations GPS arméniennes par rapport d'Eurasie obtenue en utilisant les données de différentes campagnes de mesure.

II-3.3.2. Analyse qualitative des données de la campagne Arménie 2000

Entre les sessions de mesure de 1998 et 2000 la station HAY0 a été perdue irrémédiablement (Fig. II-6). HAY0 était la station la plus à l'Ouest du réseau. Elle a été installée pour mesurer les déformations dans la zone de la faille d'Akhurian (Fig. II-6). Le repère de la station HAY0 a été arraché en laissant un trou pluri centimétrique dans l'affleurement. Le site HAY0 a dû être abandonné.

Des problèmes techniques ont eu lieu en 2000. En utilisant les données des campagnes 1998 et 2000, les calculs provisoires des vitesses de déplacement des stations du réseau GPS Arméno – Français ont été réalisés (Hamard, E. 2001) avec le logiciel BERNESE (Rolf Dach, et al., 2004). Le champ de vitesse dans le référentiel Eurasie fixe est présenté sur la figure II-12. On observe des vecteurs anormaux sur les stations CHO0, ERA0, SUB0 et ZOD0. On a constaté que les mesures à ces stations ont été réalisées par le même récepteur GPS et avec la même antenne. L'expertise postérieure des appareils a montré une erreur instable du centre de phase de l'antenne. Ainsi, les données des stations CHO0, ERA0, SUB0, ZOD0 de la campagne de 2000 ont été exclues de l'analyse ultérieure.

L'analyse des carnets de terrain de l'année 2000, nous a permis de découvrir les problèmes sur les stations AKH0, BUR0, KAR0, KIZ0, MET0 (Fig. II-6) :

- Une grande quantité de coupures de fichiers a été noté le deuxième jour d'observation (jour 221 dans le Tableau II-5). L'analyse des fichiers d'enregistrement (fichier RINEX) a confirmé cette information. En raison de la

faible quantité d'observations, nous avons décidé d'exclure les données du deuxième jour d'observation de la station AKH0 de l'analyse ultérieure.

- Un problème analogue a été découvert sur la station KAR0. Ici aussi, nous avons été obligés d'exclure de l'analyse les données du deuxième jour d'observation (jour 196 dans le Tableau II-5)
- La station BUR0 n'a capté aucun satellite durant les premières heures de mesure. Ensuite, seuls quatre satellites ont été observés sans raison identifiée. De nombreuses autres périodes sans aucun signal ont été observées. Là encore, la faible quantité de données nous a contraint à exclure de l'analyse la station BUR0 pour l'année 2000.
- Le carnet du terrain de la station KIZ0 a signalé un problème de centrage de l'antenne sans quantifier le déport ni l'orientation. Nous avons été obligé d'exclure les données de cette station pour l'année 2000.
- Un problème similaire a été noté pour la station MET0 (Fig. II-6) en raison d'une forte tempête. Le déport et l'orientation ont été notés en fin de tempête, mais l'utilisation de ces informations pendant le traitement n'a abouti à rien. Nous pensons que l'antenne a bougé durant toute la période de la tempête (6 heures). Nous avons exclu de l'analyse ultérieure les données de la station MET0 acquises en 2000.

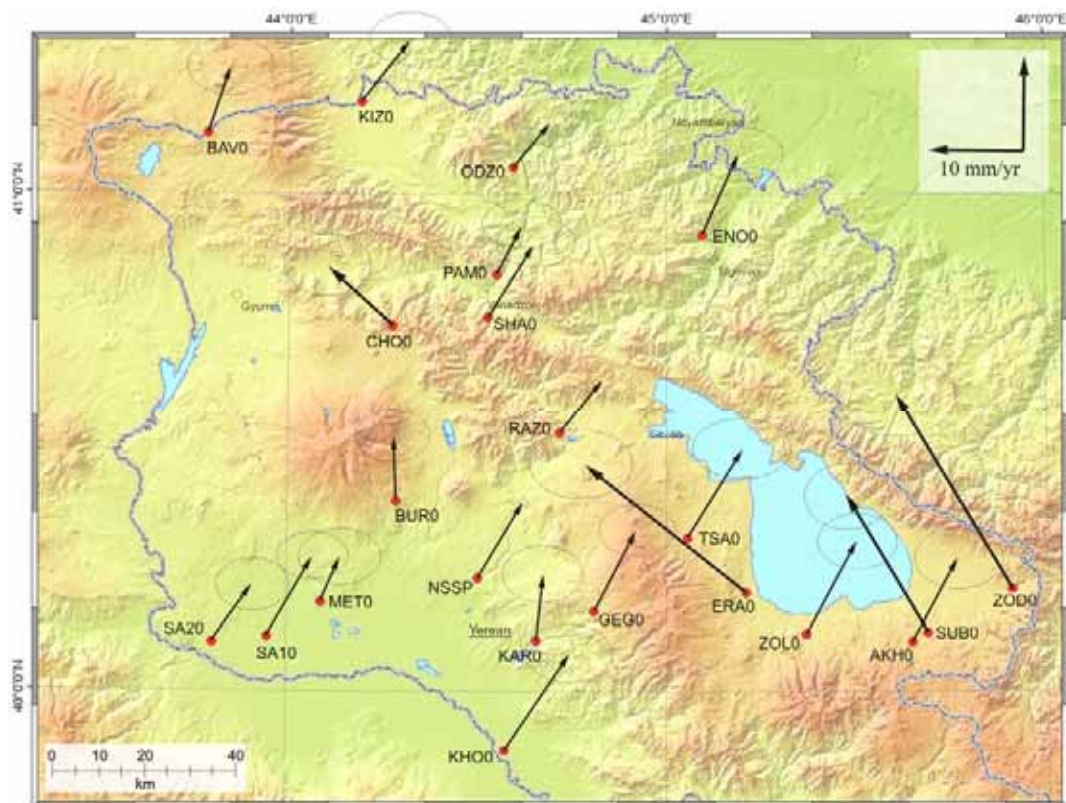


Figure II - 12 : Les vecteurs de vitesses du réseau arménien dans le référentiel Eurasie calculés par E. Hamard (2001) en utilisant les données des campagnes Arménie 1998 et 2000. On détermine que les données des stations CHO0, ERA0, SUB0, ZOD0 acquises en 2000 sont incorrects.

L'observation des autres sites du réseau GPS Arméno-Français pendant la campagne Arménie 2000 s'est passée sans aucun autre événement important. Les données de la campagne Arménie 2000 utilisées dans l'analyse finale sont présentées dans le Tableau II-7.

Tableau II-7: Les données conditionnées
acquises pendant trois campagnes de mesure en Arménie utilisées dans l'analyse finale.

Site	Campagne 1998			Campagne 2000			Campagne 2003		
	Nombre de sessions (jour)	Nombre d'époques	Excentrement de l'antenne (mm)	Nombre des sessions (jour)	Nombre d'époques	Excentrement de l'antenne (mm)	Nombre des sessions (jour)	Nombre d'époques	Excentrement de l'antenne (mm)
AKH0	2	5745	—	1	2879	—	2	4739	—
BAV0	2	5726	—	2	5751	—	Éliminé du traitement		
BUR0	8	23531	—	Éliminé du traitement			2	5758	—
CHO0	2	5759	—	Éliminé du traitement			2	5754	—
ENO0	4	8490	—	2	5758	—	1	5751	—
ERA0	2	5714	—	Éliminé du traitement			2	5754	—
GEG0	2	5757	—	2	5758	—	2	5577	—
HAY0	2	5757	—	Point détruit					
KAR0	2	5062	—	1	2879	—	2	5758	—
KHO0	2	5741	—	2	5757	—	Non mesuré		
KIZ0	2	5786	—	Éliminé du traitement			2	5758	—
MET0	2	5829	—	Éliminé du traitement			2	5756	—
ODZ0	4	11520	—	2	5758	—	2	5758	—
PAM0	2	5685	—	2	5755	—	2	5753	—
RAZ0	1	2851	—	2	5758	—	2	5746	—
SA10	2	5710	—	2	5758	—	2	5758	—
SA20	2	5752	—	2	5758	—	Éliminé du traitement		
SHA0	2	5724	—	2	5758	—	2	5758	—
SUB0	2	5674	—	Éliminé du traitement			2	5756	—
TSA0	2	5759	—	2	5758	—	2	5758	—
ZOD0	2	5708	—	Éliminé du traitement			2	5756	1.75 W
ZOL0	2	5772	—	2	5758	—	2	5755	± 0.5

II-3.3.3. Analyse qualitative des données de la campagne Arménie 2003

Durant la campagne 2003, nous avons constaté l'arrachement des repères principaux des stations ZOD0 ZOL0, BAV0 (Fig. II-6). Mais, à la différence de la station HAY0, détruit après la campagne de 1998, les trous laissés par les repères ont été bien conservés. Cela nous a permis de retrouver précisément les centres des trous et de faire des mises en station millimétriques relatives à ces centres.

Dans le trou de la station ZOL0 une vis cruciforme de diamètre identique au repère a été installée (Fig. II-13). L'antenne a été orientée au centre de cette vis. Selon les témoins de membre d'équipe (P. Collard – Université Montpellier-II, A. Avagyan – Institut des sciences Géologiques d'Arménie) effectuant la mesure sur cette station, l'erreur possible de la fixation

du point de mesure n'a pas dépassé la valeur de ± 0.5 mm. On peut considérer comme satisfaisante la mesure de la station ZOL0 en 2003.

SIGNIFICANT PROBLEMS - SUMMARIZE HERE	
UTC time	Commentary
	le repère a été déplacé. On centre sur le trou pour mesurer la hauteur on a centré une vis à tête conique dans le perçage.
	On n'a pas de fiduciel 18.8 enregistré mais 187a et 187b
10/04/03	

Figure II - 13 : La note dans le carnet du terrain décrivant l'installation d'une vis en échange de repère de la station ZOL0.

Sur la station ZOD0, l'antenne a été mise en station avec un décalage de 1.75 mm vers l'Ouest (Fig. II-6). Les données de la station ZOD0 pour 2003 ont été utilisées dans les calculs, en considérant la valeur du décalage.

La mesure de la station BAV0 a été effectuée de façon analogue (Fig. II-6). Mais ici le centrage de l'antenne a été réalisé avec une précision de ± 2 mm. De plus, durant la session de mesure, un décalage de l'antenne de 1mm vers le Sud-est a été observé. Ces imprécisions nous ont semblé suffisamment importantes pour ne pas utiliser les données de la station BAV0 de 2003 dans l'analyse.

Une forte tempête a provoqué un Déplacement de 10 mm de l'antenne sur la station SA20 (Fig. II-6). L'antenne a été réinstallée, mais une grande partie des données a été perdu. Nous avons donc enlevé des calculs les données de la station SA20 de 2003.

À cause de la situation géopolitique (située très proche de la frontière Turque), nous n'avons pas mesuré la station KHO0 en 2003.

L'observation sur les autres sites du réseau GPS Arméno – Français pendant la campagne Arménie 2003 s'est passée sans aucun événement particulier. Les données de la campagne Arménie 2003 utilisées dans l'analyse finale sont présentées dans le Tableau II-7.

II-3.4. Traitement des données

Le traitement des données mesurées sur les stations du réseau GPS en Arménie a été réalisé à l'aide des logiciels GAMIT 10.05 (King & Bock, 2002) et GLOBK 10.0 (Herring, 2001). Onze stations permanentes dont les positions et les vitesses sont très bien déterminées ; elles ont été utilisées dans le calcul. Ce sont les stations: BAH, KIT3 du réseau International

GPS Service for Geodynamics (IGS); BOR1, GLSV, MATE, NICO, WTZR, ZECK, ZIMM du réseau European Reference Frame (EUREF); NSSP du réseau Mediterranean GPS Network (MGN); et RAMO de réseau Southern California Integrated GPS Network (SCIGN). Ces stations ont été choisies pour leur proximité au réseau arménien et pour leur bonne répartition spatiale. Le nombre de station a été choisi après de nombreux tests. Si l'augmentation du nombre de ces stations n'a montré aucune influence significative, la diminution de ce nombre de stations a montré une baisse des critères de qualité sur le positionnement.

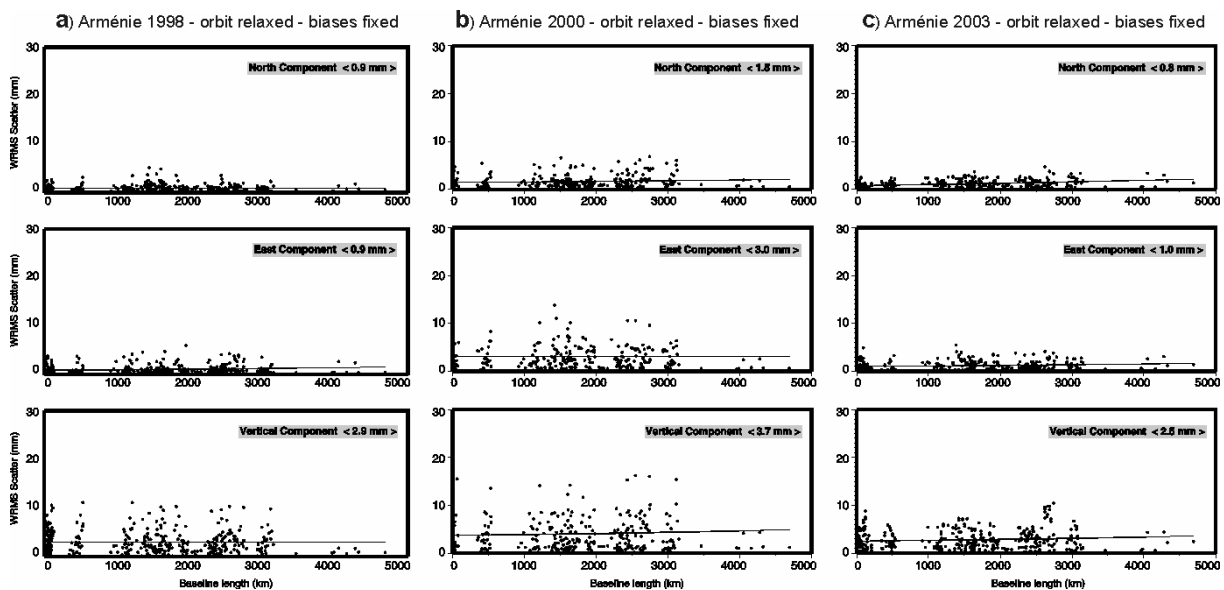


Figure II - 14 : Répétabilité pour les composants horizontaux et verticaux des lignes de base des campagnes:
a) Arménie 1998; b) Arménie 2000; c) Arménie 2003.

Un des indicateurs de la précision de la mesure est donné par la répétabilité (Larson & Agnew, 1991). Elle correspond à la dispersion des différentes solutions individuelles d'une même ligne de base autour de sa valeur moyenne.

Les répétabilités obtenues sur les trois composants pour les campagnes Arménie 1998, 2000, et 2003 sont présentées sur la figure II-14. Ces répétabilités sont satisfaisantes pour les campagnes 1998 et 2003 (valeurs moyennes des composants horizontales sont inférieure à 1mm) (Fig. II-14a,c). Pour la campagne de 2000, la précision de la composante Nord est de 1.5 mm et celle de la composante Est atteint 3 mm (Fig. II-14b). En réalité, la répétabilité a été calculée en utilisant toutes les données sauf quelques exceptions. Ces exceptions sont les données des stations CHO0, ERA0, SUB0, ZOD0 que nous avons éliminé avant le traitement pour des raisons objectives (sous-chapitre II-3.3.2.; Fig. II- 12). Mais l'analyse des résultats a permis d'identifier d'autres stations dont les données 2000 étaient mauvaises (Tableau II-7). Ces stations sont AKH0, BUR0, KAR0, KIZ0, MET0 (sous-chapitre II-3.3.2.) (Tableau II-7). Les données de ces stations ont été utilisées pour le calcul et ont dégradé les répétabilités. Dans l'estimation finale des vitesses ces données ont été éliminées.

L'estimation des vitesses des stations GPS Arméno – Français est faite à l'aide du logiciel GLOBK. Les coordonnées et les vitesses dans l'ITRF 2000 sont présentées dans le Tableau II-8. Les fichiers de paramètre de GAMIT et de GLOBK utilisés pour le traiter des données GPS sont présentés dans l'Annexe-1.

Table II-8: *Vitesses des sites GPS Arméniens dans l' ITRF 2000 avec ses incertitudes du sigma.*

Site	Long. (°E)	Lat. (°N)	E velocity (mm/yr)	N velocity (mm/yr)	σ_E (mm/an)	σ_N (mm/an)	ρ_{EN}
AKH0	45.645	40.099	29.76	16.82	0.9	0.56	0.015
BAV0	43.782	41.121	25.47	15.24	0.91	0.87	-0.038
BUR0	44.287	40.381	28.57	15.46	0.68	0.46	-0.054
CHO0	44.276	40.736	27.81	18.29	0.64	0.47	-0.025
ENO0	45.094	40.920	29.6	15.29	0.92	0.88	-0.014
ERA0	45.209	40.198	29.53	16.38	0.57	0.43	-0.037
GEG0	44.810	40.160	29.46	15.7	0.54	0.39	-0.044
KAR0	44.657	40.101	29.16	15.87	0.89	0.92	-0.015
KHO0	44.575	39.881	30.65	18.03	1.52	1.07	-0.034
KIZ0	44.190	41.185	27.58	13.65	0.43	0.38	-0.02
MET0	44.091	40.178	28.41	17.8	0.98	0.91	-0.035
NSSP	44.503	40.226	28.88	17.45	0.32	0.21	-0.01
ODZ0	44.593	41.055	29.32	16.16	0.41	0.32	-0.017
PAM0	44.550	40.840	28.05	16.48	0.43	0.34	-0.021
RAZ0	44.718	40.520	29.53	14.42	1.3	1.26	-0.023
SA10	43.951	40.108	28.54	18.16	0.53	0.36	-0.036
SA20	43.807	40.097	28.06	15.32	0.9	0.84	-0.022
SHA0	44.528	40.753	28.92	15.52	0.63	0.46	-0.026
SUB0	45.686	40.117	30.02	17.48	0.59	0.48	-0.018
TSA0	45.055	40.307	30.15	17.13	0.68	0.59	-0.025
ZOD0	45.908	40.204	32.17	17.26	0.92	0.91	-0.01
ZOL0	45.367	40.114	30.06	17.36	0.67	0.5	-0.016

II-3.4. La solution dans le référentiel Eurasie

Une collision c'est l'affrontement de deux masses continentales résultant de la fermeture d'un domaine océanique intermédiaire, et qui s'accompagne de déformations très importantes. L'étude des déformations et des vitesses de déformations est un problème fondamental de la tectonique. Le GPS est l'une des principales technologies qui permet d'étudier ces déformations actuelles provoquées par le processus de collision. De telles recherches, utilisant la technique GPS, sont réalisées dans de nombreuses zones des collisions (Barka and Reilinger, 1997; Shevchenko et al, 1999; McClusky et al, 2000; Wang et al, 2001; Mazzotti et all., 2003; McClusky et al, 2006).

Pour étudier des déformations relatives entre deux plaques lithosphériques il est nécessaire de fixer l'une des plaques. C'est-à-dire, admettre que l'une des plaques est immobile. Ceci permet d'examiner le déplacement d'une des plaques relativement à l'autre.

Nos recherches sont concentrées sur la partie centrale de la collision continentale des plaques Arabique et Eurasienne (Fig. I-2; Fig. II-6). Comme les dimensions de la plaque Eurasienne surpassent des dimensions de la plaque Arabique, on fixe généralement la plaque Eurasienne. De telles solutions sont nommées, les solutions dans le référentiel Eurasie.

Il y a plusieurs possibilités pour définir le référentiel Eurasie. L'une d'elle, est de retirer le pôle de rotation de l'Eurasie (Altamimi et al., 2002). Les paramètres du pôle proviennent soit du modèle de tectonique de plaques – NUVEL-1A (DeMets et al., 1990, 1994) soit des modèles géodésiques ITRF2000 (Altamimi et al., 2002) ou REVEL (Sella et al., 2002). Les paramètres du pôle de rotation de l'Eurasie sont définis en utilisant les modèles mentionnés dans le Tableau II-9.

Tableau II-9: Divers valeurs de vecteur d'Euler (pole de rotation) pour la plaque Eurasie.

Plate	model	Lat. (°N)	Long. (°E)	Omega (°/Ma)	Source
Eurasia	NNR-NUVEL-1A	50.6	-112.4	0.23	DeMets et al., 1994
Eurasia	ITRF 2000	57.965	-99.374	0.260	Altamimi et al., 2002
Eurasia	REVEL	58.27	-102.21	0.275	Sella et al., 2002
Eurasia	McClusky	59.0309	-98.8037	0.26748	McClusky et al., 2000
Eurasia	Djamour	49.9259	-108.7688	0.24376	Djamout, 2004

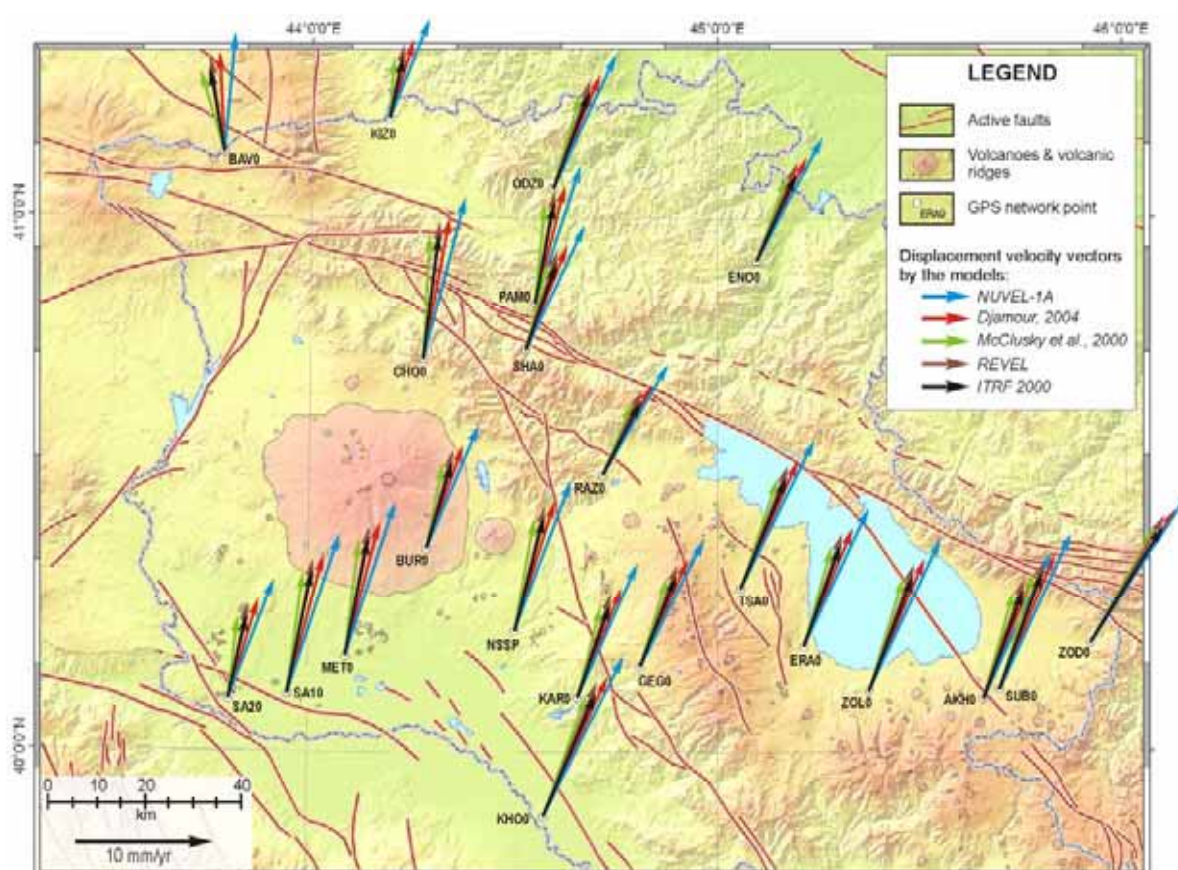


Figure II - 15 : Comparaison des vitesses de déplacements horizontales des stations GPS défini par différents méthodes de la fixation de plaque Eurasienne.

En 2000, McClusky et al. ont proposé une nouvelle solution pour définir le référentiel Eurasie. C'est l'estimation d'un pôle de rotation qui minimise les vitesses des seize principales stations GPS disposées sur la plaque Eurasie (McClusky et al., 2000). Se sont les stations BOR1, BRUS, GRAZ, HERS, JOZE, KOSG, METS, NYAL, ONSA, POTS, TROM, WTZR, ZIMM, ZWEN, KIT3, et POL2.

Cette stratégie a été utilisée par Vernant (2003) et Djamour (2004). Mais, à la différence de McClusky et al. (2000), Vernant a exclu de la liste les stations HERS, TROM, KIT3, POL2 et les a remplacés par les stations GRAS, KIRU, TAXI, WSRT, en raison des résidus moins élevés.

Pour déterminer la solution optimale correspondant à un ensemble de sites de faibles résidus, Djamour (2004) utilise la stratégie de type «essai-erreur». Au Total, 21 stations ont été choisis: ARTU, BOR1, BRUS, CAGL, GOPE, GRAS, GRAZ, IRKT, JOZE, KOSG, KSTU, LAMA, MDVO, METS, ONSA, POTS, VILL, WSRT, WTZR, ZIMM, ZWEN (Djamour, 2004).

En utilisant les méthodes mentionnées ci-dessus nous avons effectué la fixation de la plaque Eurasien. Les champs de vitesses dans le référentiel Eurasie défini par les différentes méthodes exposées sont présentés sur la figure II-15.

Comme nous avons déjà mentionné, la fixation de la plaque Eurasienne (référentiel Eurasie) est utilisée pour l'étude des vitesses de déformations de la zone de collision entre Arabie et Eurasie. Mais il est nécessaire de noter, que les valeurs de champ de vitesses dans le référentiel Eurasie sont aussi utilisées pour estimer les déformations dans les zones des failles. Donc, le choix de la méthode de définition le référentiel Eurasie est important. Pour ce la nous avons examiné chaque méthode et nous avons obtenu les conclusions suivant:

- Les vitesses obtenues par la méthode NUVEL-1A sont considérablement différentes des autres (Fig. II-15). Le modèle de tectonique des plaques – NUVEL-1A se base sur l'analyse de la distribution océanique globale (*global oceanic spreading*), des systèmes de faille, et des vecteurs de décrochement des séismes (DeMets et al., 1990, 1994). Cette méthode dépend donc de paramètres différents, dont la précision de l'estimation n'est pas suffisante pour nos recherches. Partant de la, la méthode NUVEL-1A n'est pas acceptable pour notre étude.
- Il est difficile de déterminer quelle méthode est la plus précise entre la méthode de McClusky (2000) et celle de Djamour (2004). Notons cependant que les vecteurs obtenus par ces deux méthodes sont peu différents (Fig. II-15).
- Nous avons choisi le champ de vitesses déterminés par la méthode géodésique ITRF 2000 (Altamimi et al., 2002). Cette méthode est la plus éprouvée et les vecteurs obtenus ont des valeurs intermédiaires entre les vecteurs obtenus par les méthodes de McClusky (2000) et de Djamour (2004) (Fig. II-15).

Les vitesses de déplacements des stations GPS dans référentiel Eurasie obtenues par retrait du pôle de rotation d'Eurasie, définies par la méthode ITRF 2000 sont présentées dans le Tableau II-10. Ces vecteurs sont présentés graphiquement sur la figure II-16 pour l'ensemble de la collision Arabie Eurasie et sur la figure II-17 pour les vecteurs concernant notre étude.

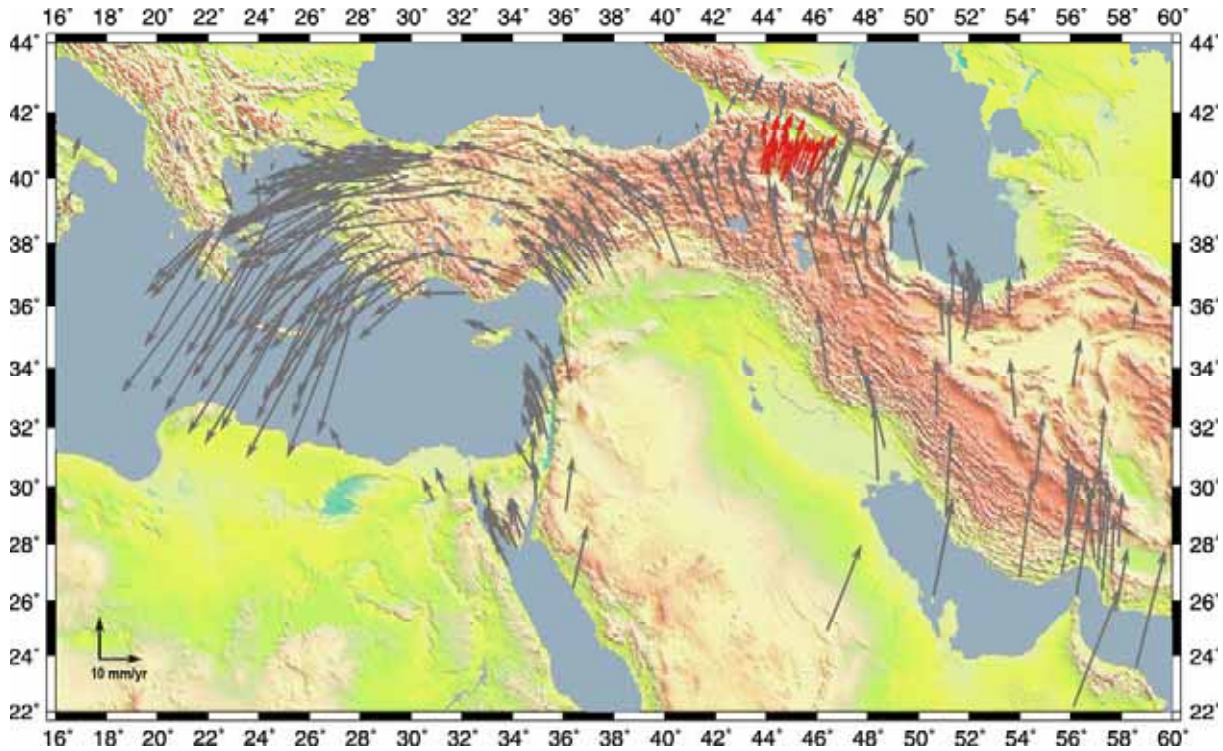


Figure II - 16 : Champ de vitesse dans le référentiel Eurasie de la zone de collision entre les plaques Arabique et Eurasienne. Les vecteurs gris sont de McClusky et al. (2000) et de Vernant, (2003). Les vecteurs rouges sont les résultats de cette étude.

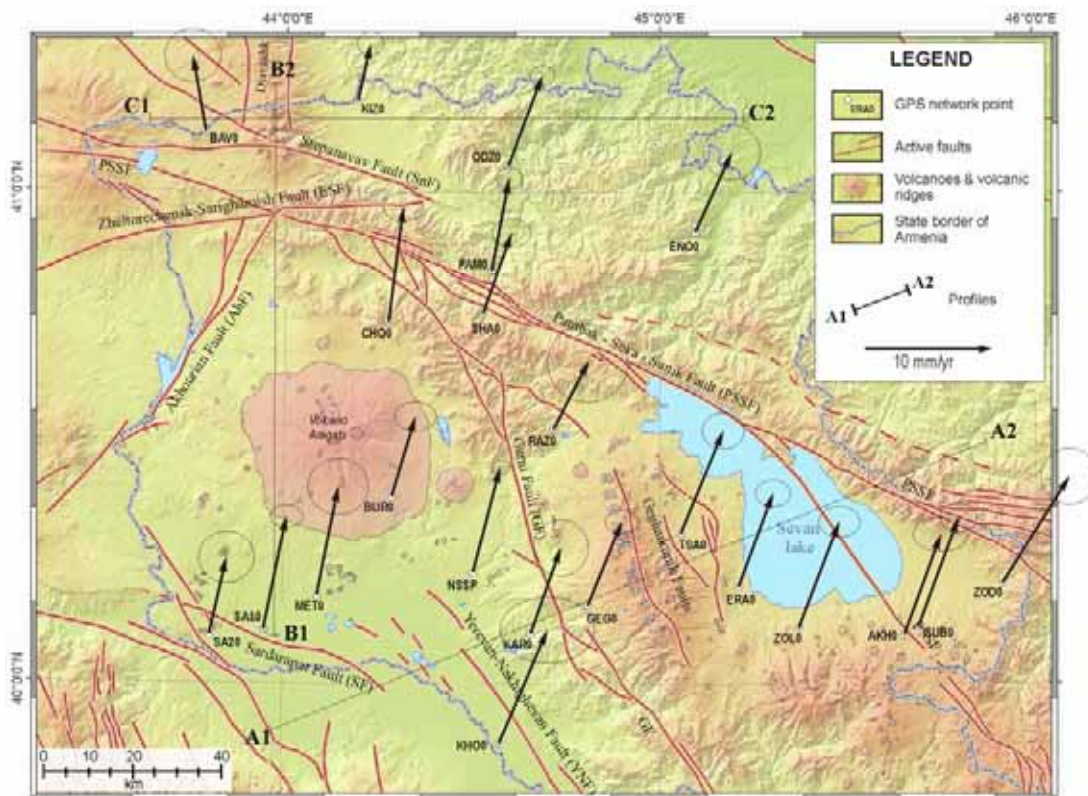


Figure II - 17 : Champ de vitesse finale du réseau Arméno-Français dans le référentiel Eurasie. Les erreurs sont indiquées à 95% de confiance.

Tableau II-10: Les vitesses des sites GPS Arméniens par rapport à l'Eurasie avec ses incertitudes du sigma.

Site	Long. (°E)	Lat. (°N)	Vitesse E (mm/an)	Vitesse N (mm/an)	σ_E (mm/an)	σ_N (mm/an)	ρ_{EN}
AKH0	45.645	40.099	2.92	8.03	0.9	0.56	0.015
BAV0	43.782	41.121	-1.06	6.04	0.91	0.87	-0.038
BUR0	44.287	40.381	1.9	6.37	0.68	0.46	-0.054
CHO0	44.276	40.736	1.18	9.2	0.64	0.47	-0.025
ENO0	45.094	40.92	2.91	6.38	0.92	0.88	-0.014
ERA0	45.209	40.198	2.74	7.49	0.57	0.43	-0.037
GEG0	44.81	40.16	2.71	6.73	0.54	0.39	-0.044
KAR0	44.657	40.101	2.42	6.86	0.89	0.92	-0.015
KHO0	44.575	39.881	3.89	9.01	1.52	1.07	-0.034
KIZ0	44.19	41.185	1.01	4.54	0.43	0.38	-0.02
MET0	44.091	40.178	1.74	8.67	0.98	0.91	-0.035
NSSP	44.503	40.226	2.17	8.41	0.32	0.21	-0.01
ODZ0	44.593	41.055	2.69	7.14	0.41	0.32	-0.017
PAM0	44.55	40.84	1.4	7.45	0.43	0.34	-0.021
RAZ0	44.718	40.52	2.83	5.43	1.3	1.26	-0.023
SA10	43.951	40.108	1.87	9	0.53	0.36	-0.036
SA20	43.807	40.097	1.41	6.13	0.9	0.84	-0.022
SHA0	44.528	40.753	2.27	6.48	0.63	0.46	-0.026
SUB0	45.686	40.117	3.18	8.7	0.59	0.48	-0.018
TSA0	45.055	40.307	3.39	8.21	0.68	0.59	-0.025
ZOD0	45.908	40.204	5.32	8.53	0.92	0.91	-0.01
ZOL0	45.367	40.114	3.25	8.51	0.67	0.5	-0.016

Globalement, nous pouvons dire que les vitesses des stations BAV0, KIZ0 disposés plus au nord de l'arc tectonique Nord-Arménienne (l'arc tectonique structural Nord Arménien formé par les failles actives de Pambak-Seva-Syunik (PSSF) et de Zheltorechensk-Sarikhamish (ESF)) sont inférieures aux vitesses des stations CHO0, NSSP0, MET0, SA10 disposés plus au sud de l'arc autour du volcan Aragats (Fig. II-17). En comparaison des stations disposées autour du volcan Aragats, les vecteurs des stations disposés entre les failles de Garni et de Pambak-Seva-Syunik (SHA0, RAZ0, TSA0, GEG0, ERA0, ZOL0, AKH0) ont une composante Est plus grande (Fig. II-17).

II-3.4.1. Analyse des vitesses de GPS le long des profiles

Nous avons choisi trois profils optimaux pour étudier les champs des déformations globales dans la zone de notre recherche. Ces sont les profils A1–A2, B1–B2, C1–C2 (Fig. II-17).

II-3.4.1.1. Profil A1–A2.

Nous avons choisi le profil A1–A2 pour l'étude de la distribution des déformations au travers du territoire limité par les failles de Garni et de Pambak-Seva-Syunik (Fig. II-17). Ce profil s'étend du point A1 [43.8316°E; 39.9613°N] au point A2 [45.8012°E; 40.5810°N] avec un azimuth de 68°N. Il traverse le système des failles de Gegharkunik et le cluster volcanique de massif de Gegam appartenant a ces dernières (Karakhanyan et al., 2004c; Avagyan, et al., 2005) (Fig. II-17).

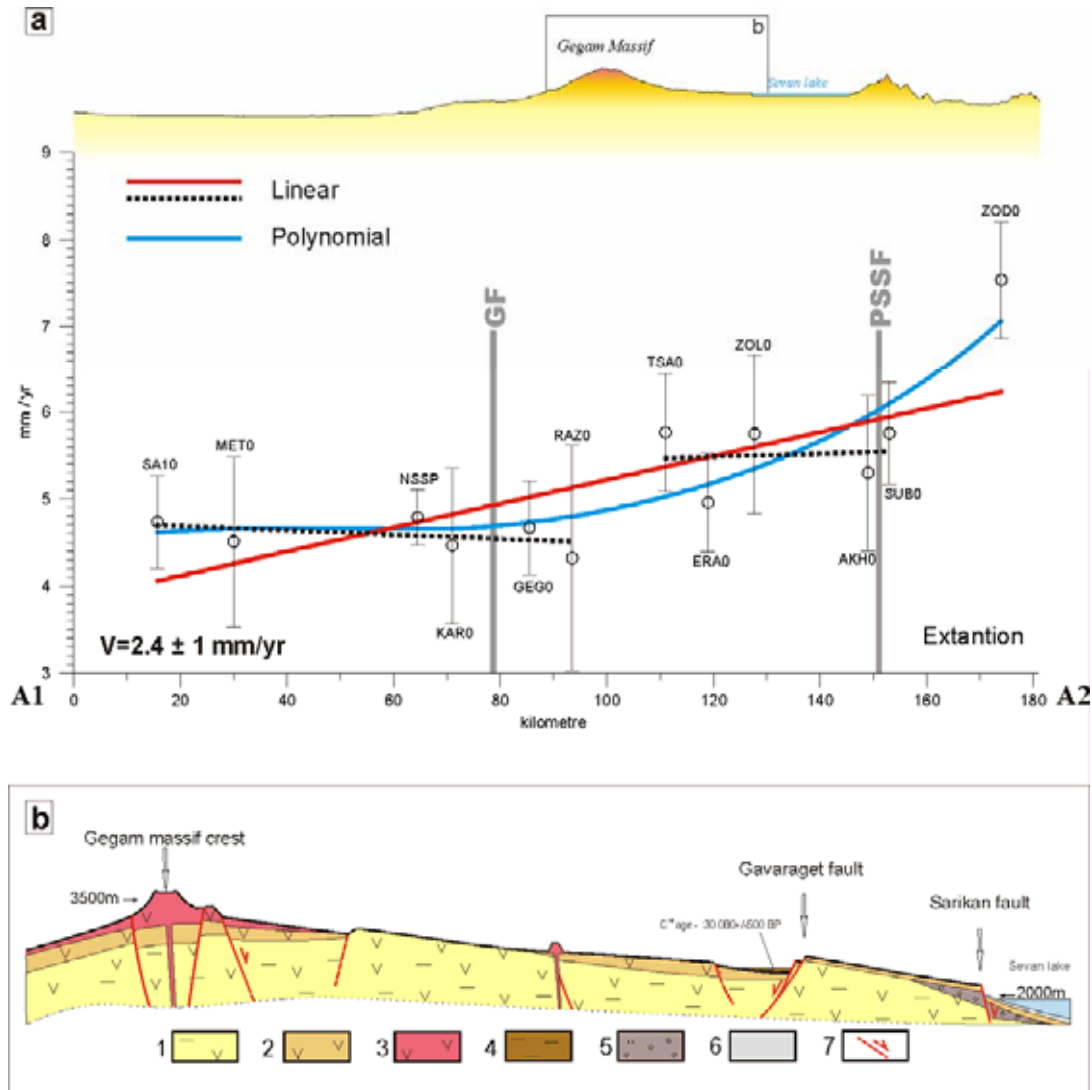


Figure II - 18 : a) Projections horizontales (composantes parallèles) des vecteurs de vitesses GPS au profil A1–A2 (Fig. II-17). Les barres d'erreur sont indiquées à 95% de confiance. b) Coup géologique fait par A. Avagyan (Avagyan et al., in preparation) à travers du massif volcanique de Gegam: 1 – Substratum mio-pliocène; 2 – Coulées volcaniques quaternaires; 3 – Coulées volcaniques du quaternaire récent; 4 – Sédiments volcano-lacustres; 5 – formation fluvio-lacustre; 6 – les sédiments de Holocène du lac de Sevan ; 7- Failles normales.

Les projections horizontales (composantes parallèles) des vecteurs de vitesses GPS au profil A1–A2 sont présentées sur la figure II-18a. La fonction d'approximation linéaire donne une augmentation des vitesses, c'est-à-dire l'augmentation de l'extension vers la direction Nord-est (ligne rouge sur figure II-18a). La fonction polynomiale (*Orthogonal Polynomial Regression*) de troisième degré (Clenshaw, 1962; Hildebrand, 1974; Lakshmikantham and Trigiante, 1988) montre que l'extension commence plus à l'Est de la faille de Garni (ligne bleu sur la figure II-18a). La comparaison des projections des vitesses avec la coupe topographique réalisée le long du profil A1–A2 montre un saut des vitesses de part et d'autre de la chaîne de Gegam (figure II-18a). Cela est aussi confirmé par la fonction d'approximation linéaire calculée séparément pour les côtés Sud-ouest et Nord-est de la chaîne de Gegam (ligne pointillé sur la figure II-18a). Ainsi nous, nous pouvons dire que l'axe de l'extension est disposé le long de la crête du massif volcanique de Gegam. Cet axe,

qui se trouve sur les structures en extension, se manifeste par des cônes volcaniques de l'âge néogène-quaternaire se propageant le long de la crête du massif de Gegam (Karakhanian, et al., 2004c; Avagyan, et al., 2005; Avagyan et al., in preparation) (Fig. II-18b; Fig. II-19). Les données GPS sont en bon accord avec les données géologiques.

En partant de l'analyse effectuée ci-dessus, on peut dire que le territoire limité par les failles de Garni et de Pambak-Seva-Syunik subit une extension horizontale avec une vitesse de 2.4 ± 1 mm/an suivant un azimuth de 68°N (Fig. II-18a). Le centre de l'extension se situe le long de la crête du massif volcanique de Gegam (Fig. II-18).

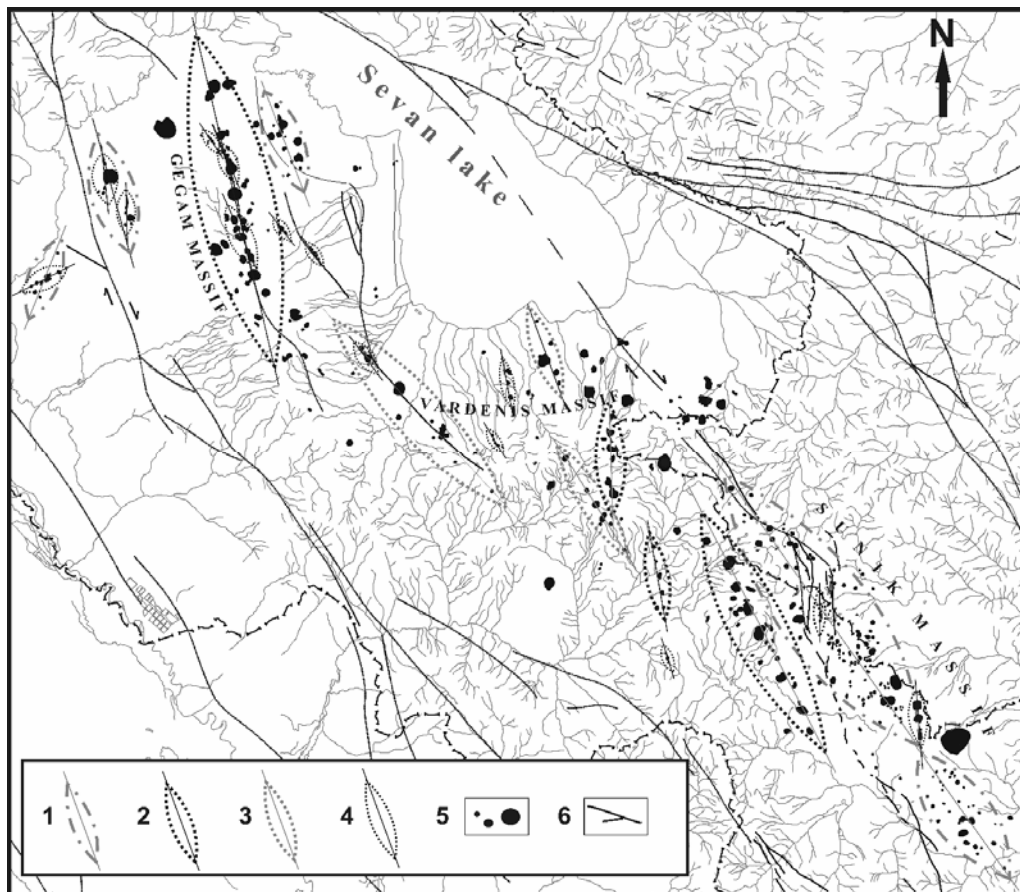


Figure II - 19 : *Clusters volcaniques du territoire limité par les failles de Garni et de Pambak-Seva-Syunik (Avagyan, et al., 2005):*

1 – Groupes allongés de cônes volcaniques; 2 – alignements volcaniques bien reconnus; 3 – alignements volcaniques supposés; 4 – petits alignements volcaniques; 5 – cônes volcaniques; 6 – Failles actives.

En analysant les projections verticales (composantes perpendiculaires) de vectrices vitesses GPS sur le profil A1–A2 (Fig. II-20), on observe un saut des vitesses dans la zone de la faille de Garni (Fig. II-20). Pour estimer les déformations, nous avons décidé d'analyser ici aussi les projections verticales des vitesses par morceaux. C'est-à-dire, nous allons appliquer les fonctions d'approximations pour les vitesses des stations disposés à l'Est et à l'Ouest de la faille de Garni séparément. Ainsi, pour ces deux parties nous avons appliqué les fonctions d'approximations linéaire et polynomiales (*Orthogonal Polynomial Regression*) (Clenshaw, 1962; Hildebrand, 1974; Lakshmikantham and Trigiante, 1988). Les deux fonctions montrent un décrochement dextre dans la zone de la faille de Garni avec une vitesse de $1.2-2 \pm 1$

mm/an (Fig. II-20). C'est une vitesse approximative qui sera précisée plus tard pendant les estimations des vitesses de déformations pour les zones des failles.

La cinématique de déformation de la zone de faille de Garni montrée par GPS coïncident avec les données géologiques (Karakhanian et al., 1989; Trifonov et al., 1990; Karakhanian, Balasanyan, 1992; Philip et al., 1992).

La fonction d'*Orthogonal Polynomial Régression* de troisième degré ne montre pas de déplacements significatifs dans la zone de faille de Pambak-Seva-Syunik (ligne bleu sur Fig. II-20).

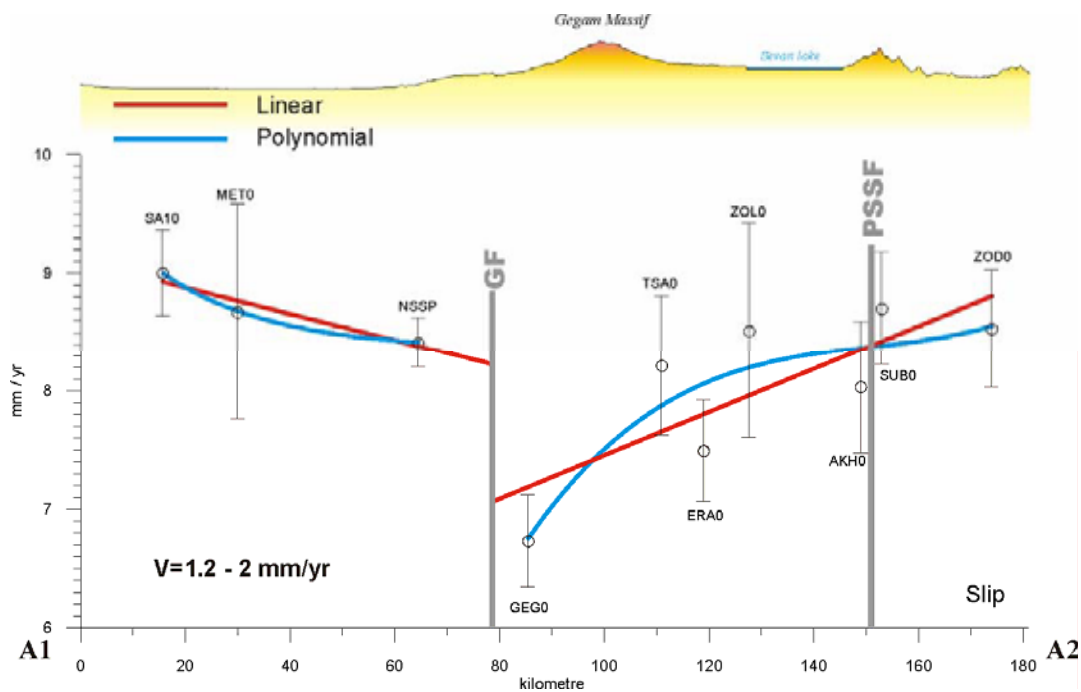


Figure II - 20 : Projections verticales (composantes perpendiculaires) des vecteurs de vitesses GPS au profil A1–A2 (Fig. II-17). Les barres d'erreur sont indiquées à 95% de confiance.

II-3.4.1.2. Profil B1–B2

Nous avons choisi le profil B1–B2 pour étudier les déformations dans la région du sommet de l'arc tectonique structurale Nord Arménien (Fig. II-17). L'arc tectonique structural Nord Arménien se forme par le couple des failles de décrochements dextres – de Pambak-Seva-Syunik et de Garni et le couple des failles de décrochements senestres – de Zheltorechensk-Sarikhamish et de Akhourian. Le profil B1–B2 se propage avec un azimuth 0°N du point B1 [43.9859°E ; 40.0870°N] au point B2 [43.9859°E ; 41.2223°N]. Il passe par le stratovolcan Aragats, traverse perpendiculairement la région du sommet de l'arc structurale, et parvient au système de faille en extension de Djavakhk (Fig. II-17).

Puisque la ligne de profil B1–B2 coïncide à peu près avec les directions des vecteurs de vitesses des stations, nous n'examinerons pas les projections perpendiculaires au profil B1–B2 (Fig. II-17).

Les valeurs des projections parallèles des vitesses des stations SA10, MET0, NSSP, CHO0 sur le profil B1–B2 sont presque identiques (vitesse moyenne: 8.8 ± 0.9 mm/an) (Fig. II-21). Ces stations sont disposées plus au Sud de l'arc structural entre les failles de Garni et d'Akhourian (Fig. II-17). La station BUR0 est aussi disposée dans la limite de l'endroit mentionné, mais la projection de sa vitesse se différencie relativement des vitesses des stations SA10, MET0, NSSP et CHO0 (Fig. II-21).

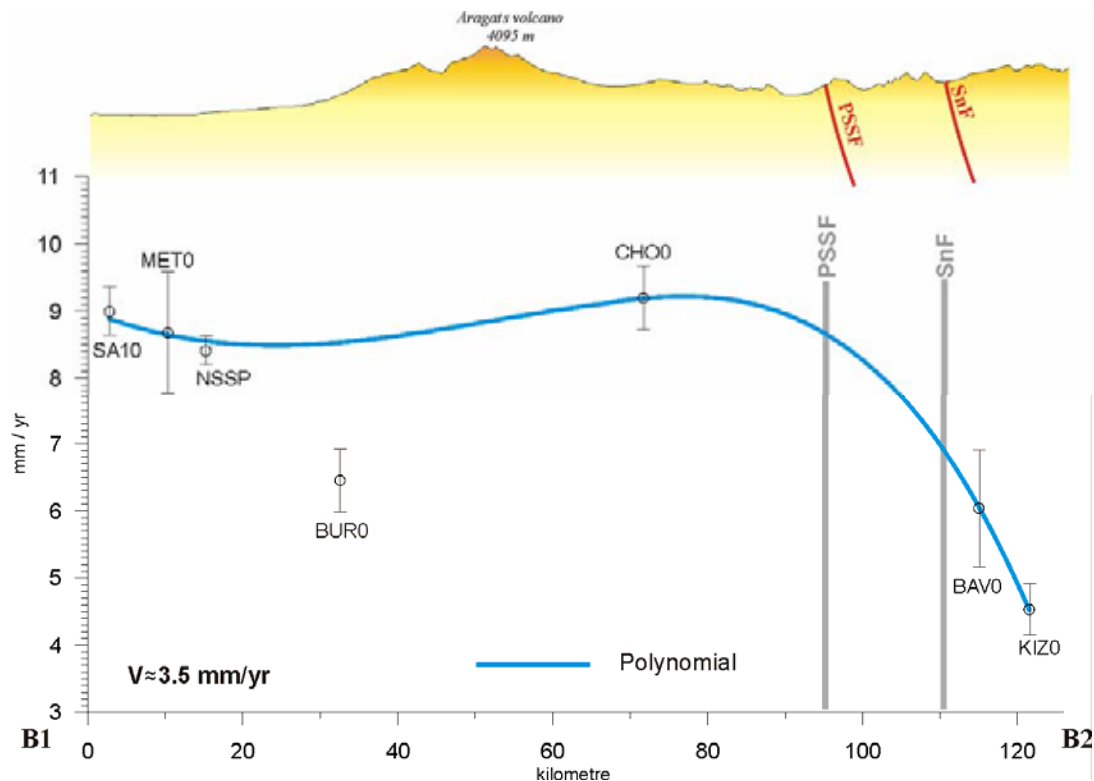


Figure II - 21 : Projections horizontales (composantes parallèles) des vecteurs de vitesses GPS au profil B1–B2 (Fig. II-17). Les barres d'erreur sont indiquées à 95% de confiance.

A la différence des autres stations, BUR0 a été installée sur la pente de stratovolcan Aragats (Fig. II-17; Fig. II-21). Sa vitesse relativement faible peut être expliquée par les propres déformations du volcan vers le Sud. Mais une erreur de mesure sur le terrain est aussi possible. Nous n'utiliserons pas la station BUR0 pour caractériser les mouvements globaux de la région limitée par les failles de Garni et d'Akhourian.

Les stations BAV0 et KIZ0 se disposent plus au Nord de l'arc tectonique Nord Arménien (Fig. II-17; Fig. II-21). Les valeurs des projections de leurs vitesses sont relativement plus faibles que celles observées plus au Sud de l'arc tectonique (Fig. II-17; Fig. II-21). Nous avons donc une déformation en compression dans la zone du sommet de l'arc tectonique Nord Arménien. En utilisant la fonction d'*Orthogonal Polynomial Regression* nous avons estimé la vitesse de compression. Elle est de 3.5 ± 0.9 mm/an (Fig. II-21). Cela signifie que l'on absorbe 40% de la vitesse dans la région nord de l'arc tectonique Nord Arménien.

II-3.4.1.3. Profil C1–C2

Le profil C1–C2 est utilisé pour étudier les déformations dans la partie frontale de l'arc tectonique Nord Arménien, dans la région des failles d'extensions de Djavakhhk (Fig. II-17). Il s'étend du point C1 [43.6403°E; 41.1486°N] au point C2 [45.2224°E; 41.1486°N] avec un azimuth 90°N, et il traverse perpendiculairement les failles de Djavakhhk et le massif volcanique de Djavakhhk (Fig. II-17).

Les projections parallèles des vecteurs de vitesses des stations au profil C1–C2 sont présentées sur la figure II-22. La fonction d'approximation linéaire nous donne une des extensions Est-Ouest qui s'étend vers l'Est (ligne rouge sur Fig. II-22). La fonction d'*Orthogonal Polynomial Régression* de deuxième degré montre que l'extension se concentre augmente dans la zone de failles de Djavakhhk, mais qu'elle s'atténue vers l'Est (ligne bleu sur Fig. II-22).

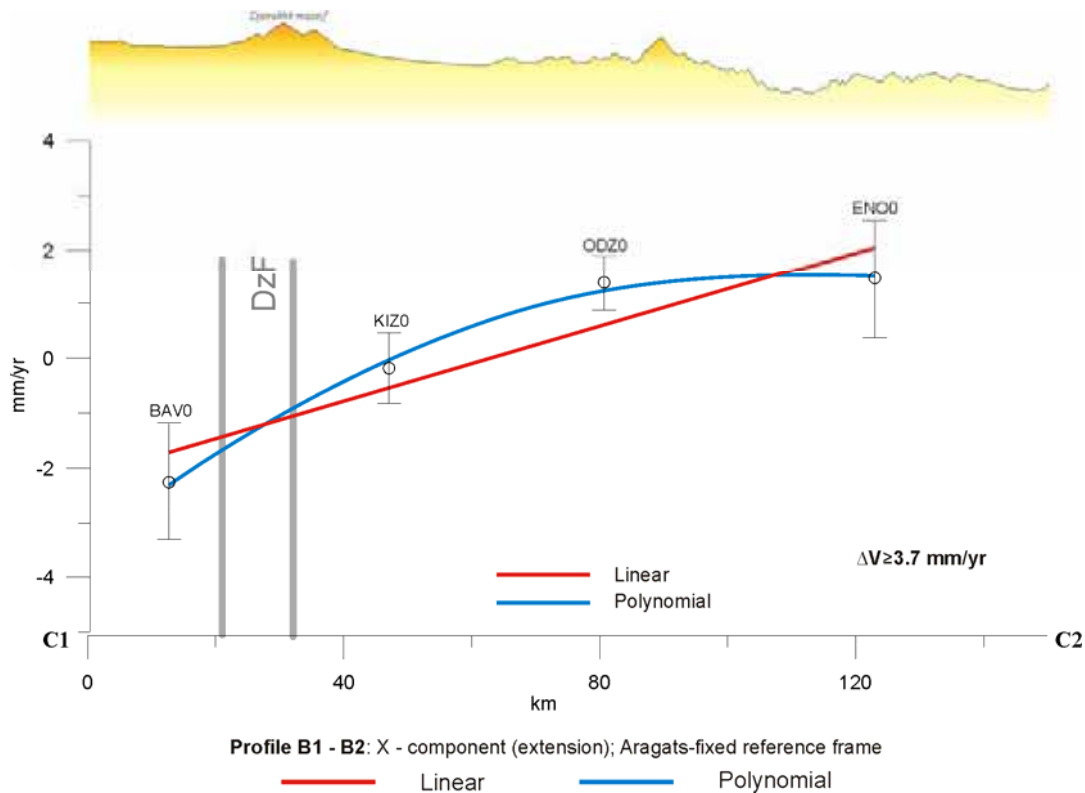


Figure II - 22 : Projections horizontales (composantes parallèles) des vecteurs de vitesses GPS au profil C1–C2 (Fig. II-17). Les barres d'erreur sont indiquées à 95% de confiance.

Nous n'avons pas d'information sur le comportement de l'extension à l'Ouest du massif de Djavakhhk au-delà de la station BAV0 (Fig. II-17; Fig. II-22). Néanmoins, en partant des données disponibles, la vitesse moyenne calculée par les deux fonctions est certainement supérieure $3.7 \pm 0.9 \text{ mm/an}$ avec un azimuth de 90°N.

Les projections perpendiculaires des vecteurs de vitesses des stations du profil C1–C2 sont présentées sur la figure II-23. La fonction d'approximation linéaire et la fonction d'*Orthogonal Polynomial Regression* sont à peu près identiques (ligne rouge et ligne bleu sur

Fig. II-23), elles varient dans la limite du millimètre (Fig. II-23). Donc, les projections perpendiculaires des vitesses au profil C1–C2 ne donnent aucunes déformations Nord-Sud dans la partie frontale de l'arc tectonique (Fig. II-23).

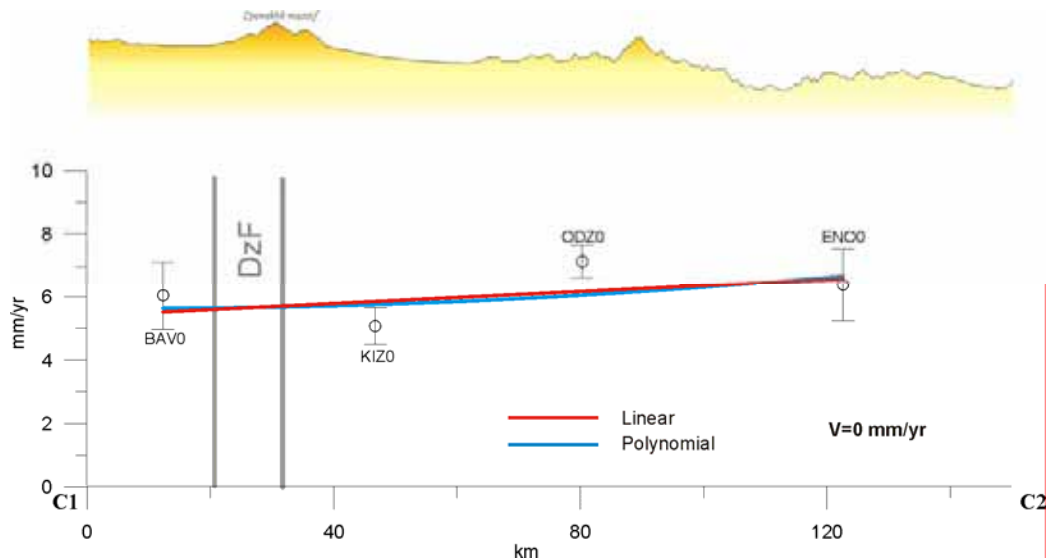


Figure II - 23 : Projections verticales (composantes perpendiculaires) des vecteurs de vitesses GPS au profil C1–C2 (Fig. II-17). Les barres d'erreur sont indiquées à 95% de confiance.

Conclusion

En résumant les résultats de l'analyse du champ de vitesses GPS le long des profils A1–A2, B1–B2 et C1–C2 permet d'apporter les conclusions suivantes :

- Le territoire limité par les failles de Garni et de Pambak-Seva-Syunik éprouve une extension horizontale avec une vitesse 2.4 ± 1 mm/an et azimuth 68°N . Le centre de l'extension se situe le long de la crête du massif volcanique de Gegam (Fig. II-18; Fig. II-19; Fig. II-24);
- Un décrochement dextre s'observe dans la zone de failles de Garni, sa vitesse sera précisée dans la partie concernant l'estimation des vitesses de déformations dans les zones des failles. (Fig. II-20; Fig. II-24);
- Dans la zone de faille de Pambak-Seva-Syunik on n'observe pas de déplacements significatifs avec le GPS suivant cette analyse (Fig. II-20);
- Dans la zone sommitale de l'arc tectonique Nord Arménien une déformation en compression avec un azimuth de 0°N et une vitesse de $\approx 3.5 \pm 0.9$ mm/an est observée (Fig. II-21; Fig. II-24);
- La région nord de l'arc tectonique Nord Arménien absorbe 40% de la vitesse dans de dérive septentrional de la région limité par les failles de Garni et d'Akhourian.
- Dans la partie frontale de l'arc tectonique Nord Arménien, dans la région des failles d'extensions de Djavakhk, le GPS donne une extension supérieure à $\geq 3.7 \pm 0.9$ mm/an avec un azimuth de 90°N . Le centre de l'extension se situe

probablement le long de la crête du massif volcanique de Djavakhk (Fig. II-22; Fig. II-24);

- Dans la partie frontale de l'arc tectonique Nord Arménien, le GPS ne donne aucunes déformations de déplacement orientées Nord-Sud (Fig. II-23);
- Les estimations concernant des caractères et des directions des déformations obtenues dans les résultats de l'analyse des données GPS correspondent aux estimations géologiques.

Les résultats de l'analyse de champ de vitesses de GPS le long des profils A1–A2, B1–B2 et C1–C2 sont présentées sur la figure II-24.

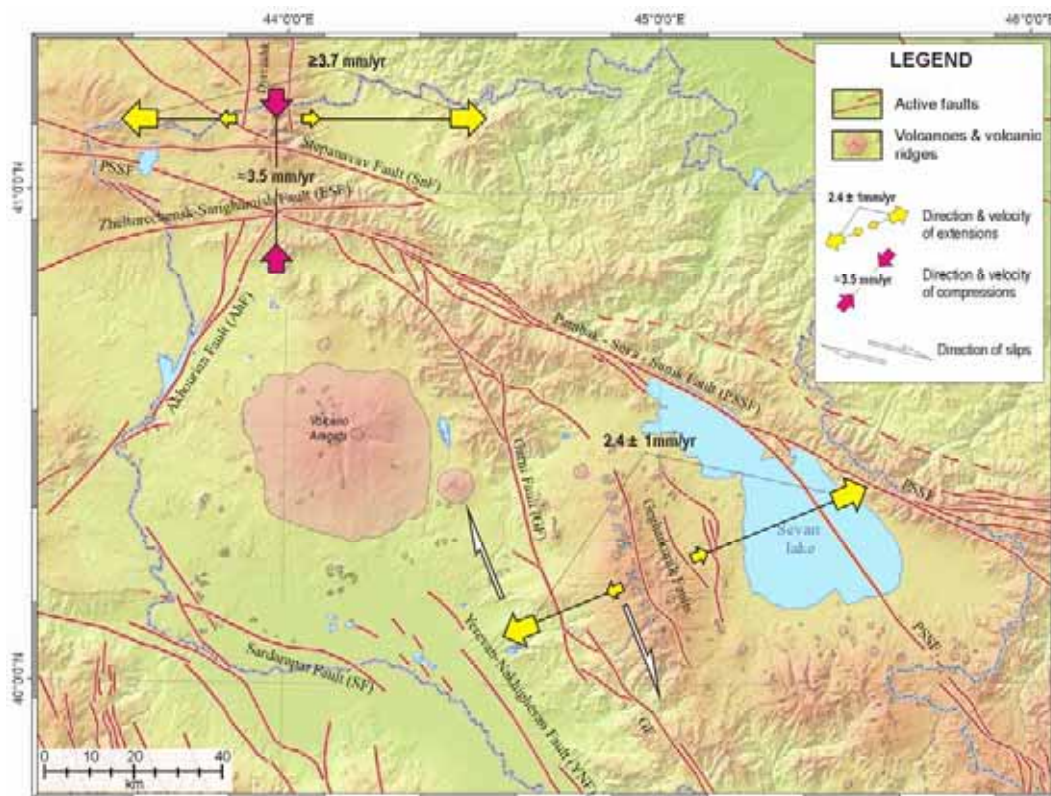


Figure II - 24 : Déformations horizontales estimées dans résultat de l'analyse de champ de vitesses de GPS le long des profils A1–A2, B1–B2 et C1–C2.

II-3.5. Estimation des vitesses de déformations dans les zones de failles

Pour étudier les déformations dans les zones des failles actives nous utilisons la méthode proposée par McClusky et al. (2000). L'idée de la méthode est la comparaison des valeurs de vecteurs d'Euler (pôles de rotations) de deux blocs limitrophes, à la frontière desquels est la faille active.

Par comparaison aux notions de «microplaques lithosphériques» et «bloc lithosphériques» (qui sont les grandes dimensions, par exemple: Anatolie, Bloc Central Iranien, Lut, bloc Sud Arménien, etc...), le territoire de nos recherches est très petit. Donc,

pour le territoire arménien, nous utiliserons le terme «micro-bloc». Nous avons sélectionné des micro-blocs suivant des critères suivants:

- *les micro-blocs doivent être limités par des failles actives ou par les segments des failles actives, tant que possible.*
- *les stations GPS situées dans les limites de micro-bloc doivent avoir approximativement les mêmes directions et les mêmes valeurs dans le référentiel Eurasie.*

Nous sommes parvenus à sélectionner deux micro-blocs correspondant aux critères énoncés ci-dessus :

- ***Aragats micro-bloc*** – le territoire limité par les failles de Garni, d'Akhourian, et de Sardarapat. Le mouvement de micro-bloc d'Aragats se caractérise par les vitesses des stations CHO0, MET0, NSSP, SA10 (Fig. II-17);
- ***Gegharkunik micro-bloc*** – le territoire limité par les failles de Garni et de Pambak-Seva-Syunik. Le mouvement du micro-bloc de Gegharkunik se caractérise par les vitesses des stations AKH0, ERA0, GEG0, RAZ0, SHA0, TSA0, ZOL0 (Fig. II-17).

Les vecteurs d'Euler (pôles de rotations) des micro-blocs défini par la méthode proposée par McClusky, et al., (2000) et Reilinger, et al. (2006) sont présentées dans le Tableau II-11.

Tableau II-11: Les valeurs de vecteur d'Euler pour les micro-blocs d'Aragats et de Gegharkunik dans le référentiel Eurasie.

	Lat. (°N)	Long. (°E)	Omega (°/Ma)
<i>Aragats Micro-block</i>	41.5611	25.5699	0.33129
<i>Gegharkunik Micro-block</i>	41.5914	40.3858	1.07380

Nous avons fixé les micro-blocs de la manière suivante : du champ de vitesses obtenues dans le référentiel Eurasie nous avons retiré le pôle de rotations du micro-bloc. De ce fait, nous avons obtenu le champ de vitesses dans le référentiel «MICRO-BLOC_NOM» par rapport à l'Eurasie.

II-3.5.1. La fixation des micros blocs

Les vitesses horizontales du réseau GPS Arméno-Française dans le référentiel Micro-bloc Aragats, obtenues à partir du champ de vitesses dans le référentiel Eurasie (Fig. II-17) sont présentées sur la figure II-25. Les stations situées plus au Nord de l'arc tectonique Nord Arménien (BAV0, KIZ0, ODZ0, ENO0) décrivent les déformations de la partie frontale de l'arc (Fig. II-25). Comme nous l'avons signalé précédemment, c'est l'endroit où se situent les failles d'extensions de Djavakhk et le massif volcanique de Djavakhk (sous-chapitre I-3.1.; sous-chapitre II-3.4.1.2.). Le vecteur de vitesse de la station KIZ0 est orienté perpendiculairement au sommet de l'arc (Fig. II-25). Les stations ODZ0 et ENO0 situées à l'Est de la station KIZ0 se déplacent vers le Sud-est (Fig. II-25). La station BAV0 située à

l'Ouest de la station KIZ0 se déplace vers le Sud-ouest (Fig. II-25). On obtient donc une image du poinçonnement au niveau de la zone de Djavakhk par le micro-bloc Aragats. L'extrusion à l'Ouest (vers le Sud-Ouest) et à l'Est (vers le Sud-Est) de la région de Djavakhk sont particulièrement bien marquée. Ces déformations confirment et précises les modèles de déformations obtenues par les données géologiques (Rebaï, 1992; Karakhanian, et al., 1997b).

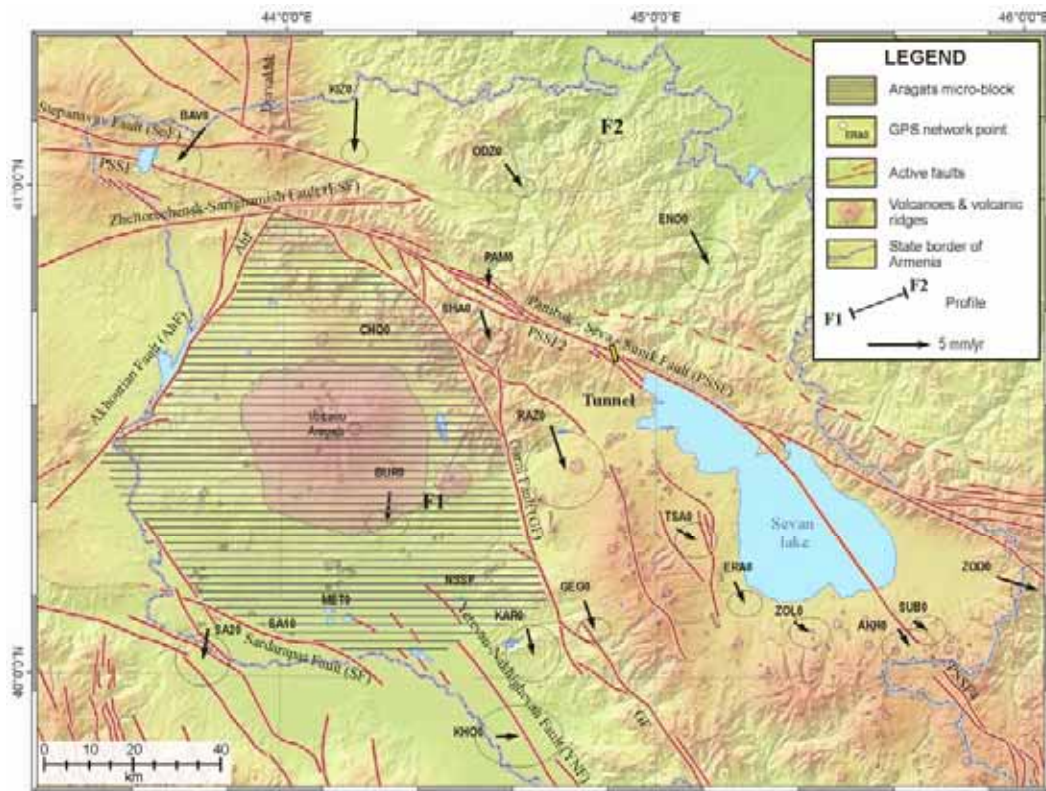


Figure II - 25 : Solution finale du champ de vitesse dans le référentiel Micro-bloc Aragats fixe. Les erreurs sont indiquées à 95% de confiance.

Nous voulons attirer votre attention sur les stations ODZ0 et ENO0 (Fig. II-25). Deux failles actives, faille de Garni et faille de Pambak-Seva-Syunik, se situent entre ces stations et le Micro-bloc Aragats. Pourtant, les vitesses de ces stations par rapport à Micro-bloc Aragats sont semblables aux vitesses des stations SHA0, RAZ0, GEG0 qui définissent la déformation de décrochement dextre dans la zone de la faille de Garni (Fig. II-25). Ceci nous permet de supposer qu'actuellement dans la zone de faille de Pambak-Seva-Syunik, soit il y a une absence de déformations, soit les déformations sont dans la limite d'erreur des estimations des vitesses (voir sous-chapitre I-3.5.2.).

Les valeurs absolues des projections perpendiculaires des vecteurs vitesses horizontales des stations dans le référentiel Micro-bloc Aragats du profil F1 – F2 confirment nos suppositions concernant de l'absence, ou le peu d'importance, de déformations dans la zone de faille de Pambak-Seva-Syunik (Fig. II-25; Fig. II-26).

En 2003 le tunnel Sevan-Dilijan d'une longueur de 2257 mètres passant à travers la faille de Pambak-Seva-Syunik a été mis en exploitation (Fig. II-25). Depuis cette date, le service géodésique de tunnel n'a relevé aucunes déformations du corps de tunnel. C'est aussi

un argument qui montre l'absence de déformations (l'absence des déformations de *creep* au moins) dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Sunitik.

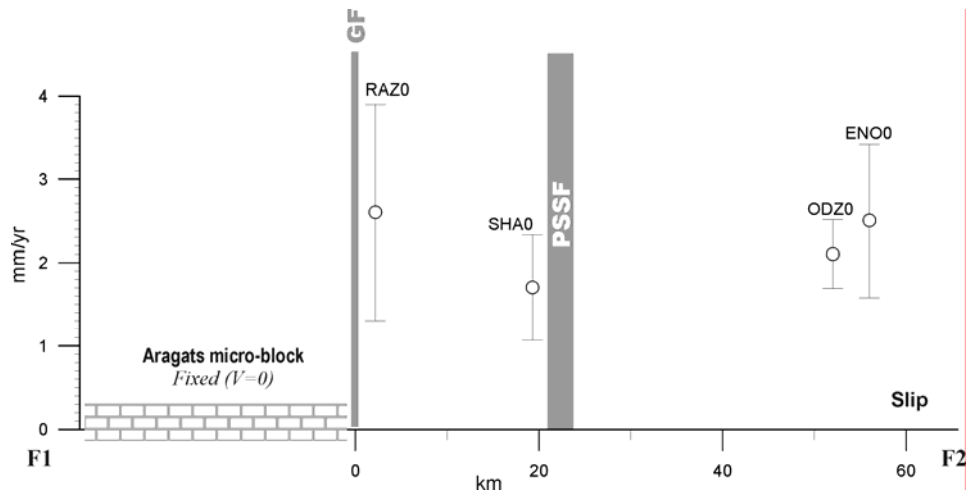


Figure II - 26 : Projections verticales (composantes perpendiculaires; valeurs absolues) des vecteurs de vitesses GPS au profil F1–F2, obtenues à partir du champ de vitesses dans le référentiel Micro-bloc Aragats fixe (Fig. II-25). Les barres d'erreur sont indiquées à 95% de confiance.

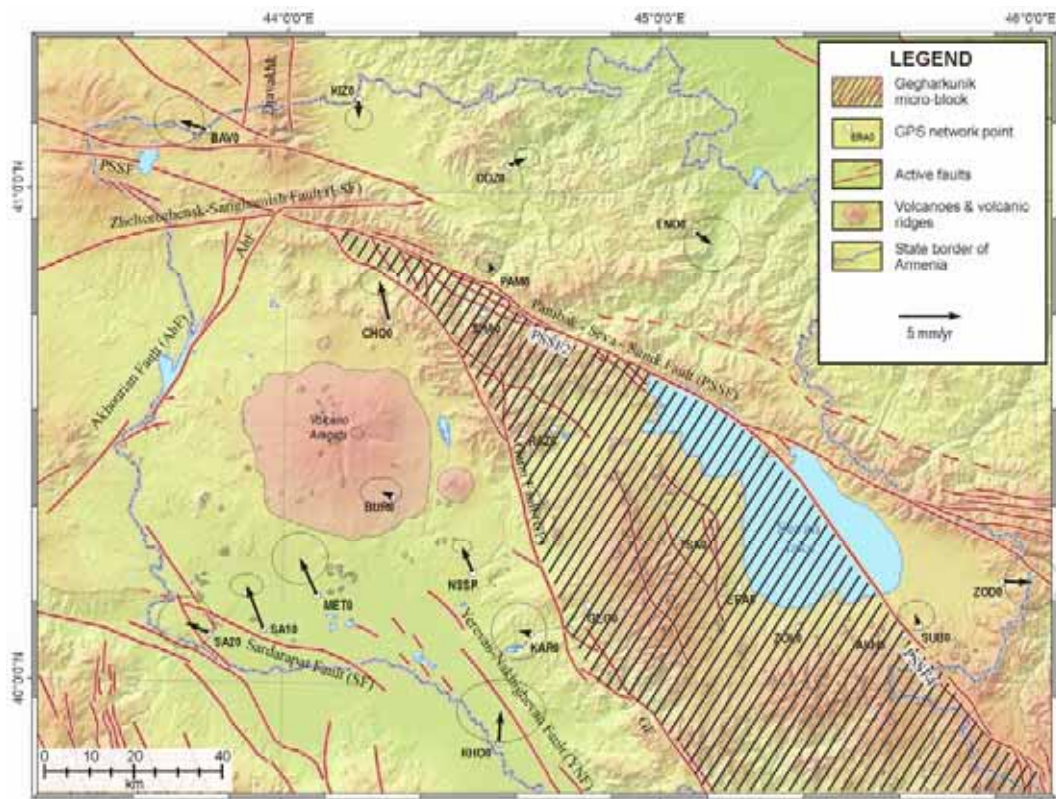


Figure II - 27 : Solution finale du champ de vitesse dans le référentiel Micro-bloc Gegharkunik fixe. Les erreurs sont indiquées à 95% de confiance.

Les vitesses horizontales du réseau GPS Arméno-Française dans le référentiel Micro-bloc Gegharkunik, obtenues à partir du champ de vitesses dans le référentiel Eurasie (Fig. II-27). Les stations PAM0 et SUB0 ont été installées à quelques kilomètres de la faille de Pambak-Seva-Sunitik. Leurs vitesses par rapport au Micro-bloc Gegharkunik sont approximativement nulles (Fig. II-27). Mais, les stations ODZ0, ENO0, ZOD0, éloignés d'une cinquantaine de kilomètres de la faille de Pambak-Seva-Sunitik, montrent un déplacement dextre. Bien que les valeurs des vecteurs de vitesses de ces stations sont dans les limites des barres d'erreur, leurs directions coïncident avec les données géologiques relativement à la cinématique de la faille de Pambak-Seva-Sunitik qui se caractérise comme une faille à décrochement dextre (Trifonov et al., 1990; 1994; Philip et al., 1992; 2001; Karakhanian et al., 1997a; 1997b; Avagyan 2001) (Fig. II-27). En prenant en considération les données géologiques nous estimons possible d'utiliser les vitesses des stations ODZ0, ENO0, ZOD0 pour interprétation des déformations de la faille de Pambak-Seva-Sunitik.

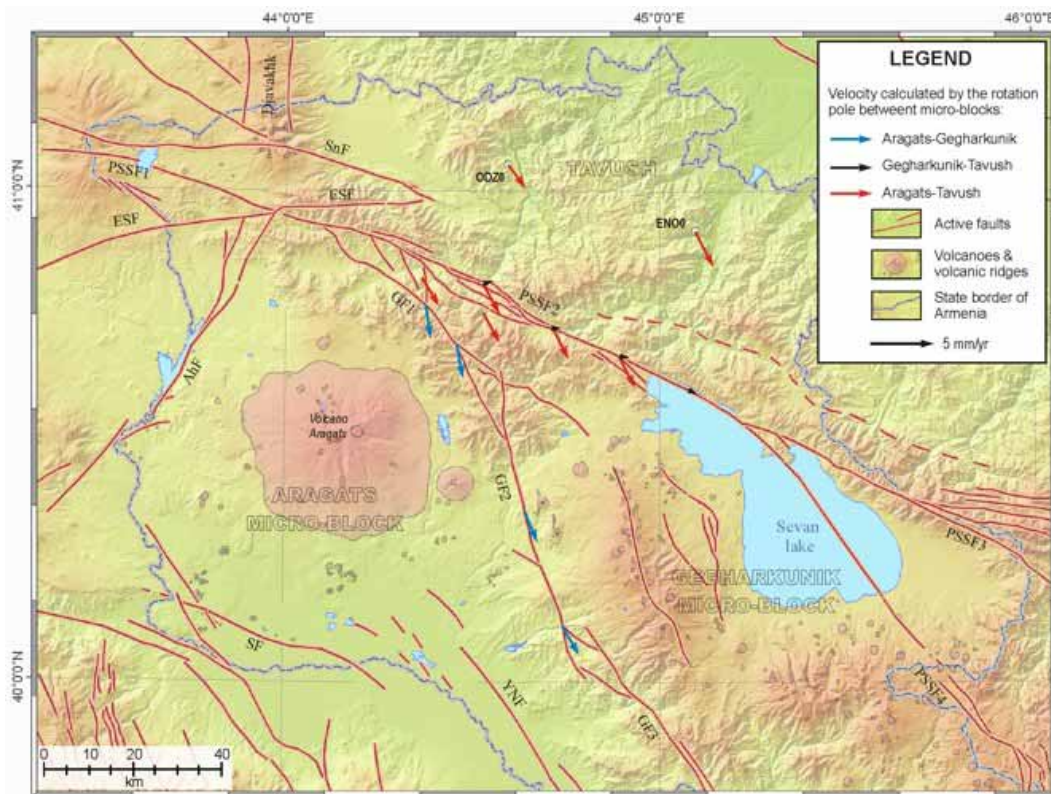


Figure II - 28 : Résultats des comparaisons du pôle de rotation de micro-bloc d'Aragats et du pôle de rotation de micro-bloc de Gegharkunik avec la région de Tavush.

Les vecteurs de vitesses des stations PAM0, ODZ0, ENO0, SUB0, ZOD0 dans le référentiel Micro-bloc Gegharkunik correspondent aux déplacements inter-sismiques du modèle de blocs : les zones disposées à une faible distance de la faille (stations PAM0 et SUB0) se déplacent très lentement; les zones disposées loin de la faille (stations ODZ0, ENO0, ZOD0) se déplacent plus vite. Donc les vitesses que nous voulons estimer à l'aide des stations ODZ0, ENO0, ZOD0 sont les vitesses de déplacements inter-sismiques de la faille de Pambak-Seva-Sunitik.

Nous avons projetés les vecteurs de vitesses horizontales des stations ODZ0, ENO0, ZOD0 dans le référentiel à la faille de Pambak-Seva-Sunitik. D'après ces projections, les déplacements inter-sismiques de la faille de Pambak-Seva-Sunitik peuvent se caractériser par les vitesses suivantes: le segment PSSF2, 1.6 ± 0.9 mm/an; le segment PSSF4 1.3 ± 0.9 mm/an (Fig. II-27).

II-3.5.2. L'estimation des vitesses de déformation des failles par GPS

Nous effectuons l'estimation des vitesses de déformations des failles par la comparaison des vecteurs d'Euler (pôle de rotation) des micro-blocs. Techniquement, ce dernier se réalise de manière suivant: il faut retirer le pôle de rotation d'un micro-bloc du champ de vitesses dans le référentiel Eurasie; de champ de vitesses obtenu, il faut retirer le pôle de rotation du micro-bloc voisin. Cela nous donne la différence entre les vecteurs d'Euler des deux micro-blocs dans le référentiel Eurasie. Il reste à calculer les vitesses le long de frontière de jonction de ces deux micro-blocs, c'est-à-dire sur la ligne de la faille.

En utilisant la méthode mentionnée nous avons comparé les vecteurs d'Euler des micro-blocs d'Aragats et de Gegharkunik. Le résultat de cette comparaison est présenté sur la figure II-28 par les vecteurs bleus. La projection des vecteurs sur la faille a permis définir la déformation et la vitesse de déformation pour les différents segments de la faille de Garni:

Segment GF1: Décrochement dextre de 2 ± 0.4 mm/an;
 Compression de 1.8 ± 0.4 mm/an (Fig. II-29).

Segment GF2: Décrochement dextre de 2.6 ± 0.4 mm/an (Fig. II-29).

Pour estimer les déformations dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Sunitik il été nécessaire de fixer la région de Tavush (Fig. II-28). Mais, nous n'avons pas marqué cette région comme micro-bloc parce qu'elle ne correspondait pas à nos principes de sélection des micro-blocs (sous-chapitre II-3.5.). Nous avons fixé cette région en retirant les vitesses des stations ODZ0 et ENO0 du champ de vitesses dans le référentiel Eurasie (Fig. II-28). C'est seulement ensuite que nous avons retiré le pôle de rotation des micro-blocs disponibles (Tableau II-11) du champ de vitesses obtenu. De cette façon nous avons examiné séparément les relations entre des vitesses de la région de Tavush et des micro-blocs d'Aragats et de Gegharkunik.

La comparaison du pôle de rotation de micro-bloc Aragats avec la vitesse de la région de Tavush ne définit aucunes déformations dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Sunitik (les vecteurs rouges sur Fig. II-28). Dans la limite du micro-bloc de Gegharkunik, dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Sunitik, et sur le territoire de Tavush, les vitesses sont identiques (les vecteurs rouges sur Fig. II-28). De plus elles sont comparables aux vitesses entre les micro-blocs d'Aragats et de Gegharkunik (les vecteurs bleus sur Fig. II-28).

La comparaison du pôle de rotation de micro-bloc de Gegharkunik avec la vitesse de la région de Tavush montre que dans la zone de failles de Pambak-Seva-Sunitik, les vitesses de déformations varient dans la limite du dixième de millimètre (les vecteurs noirs sur Fig. II-28). Toutefois, les directions de tous ces vecteurs confirment un mouvement dextre (les vecteurs noir sur Fig. II-28). Cette information coïncide aux informations géologiques de la

faille de Pambak-Seva-Sunitik (Trifonov et al., 1990; 1994; Philip et al., 1992; 2001; Karakhanian et al., 1997a; 1997b; Avagyan 2001).

Tableau II-12: La comparaison des vitesses des déplacements horizontaux des failles de Garni et de Pambak-Seva-Sunitik obtenues avec les méthodes géologiques et par le GPS.

Faille	Segment	Data Géologique Vitesse Long-terme		Data Géologique Vitesse Court-terme		Data GPS	
		Cinématique	Vitesse	Cinématique	Vitesse	Cinématique	Vitesse
Faille de Pambak-Sevan-Syunik	PSSF 2 Vanazor-Artanish	Décrochement dextre	3-4 mm/an (Trifonov et al. 1990) 2.24 ± 1 mm/an (Philip et al. 2001)	—	—	Décrochement dextre	0 – 0.6 mm/an Déformation Inter-séismique : 1.6 ± 0.9 mm/an
	PSSF 4 Artanish-Tskhuk	Décrochement dextre	4-5 mm/an (Trifonov et al. 1994) 0.53 -0.64 mm/an (Philip et al. 2001)	Décrochement dextre	0.64 ± 0.07 mm/an (Philip et al. 2001)	Décrochement dextre	0 - 0.9 mm/an Déformation Inter-séismique : 1.3 ± 0.9 mm/an
Faille de Garni	GF1 Alavar-Lernapat	Décrochement dextre	3 ± 0.5 mm/an (Trifonov et al. 1994)	—	—	Décrochement dextre Compression	2.0 ± 0.4 mm/an 1.8 ± 0.4 mm/an
	GF2	—	—	—	—	Décrochement dextre	2.6 ± 0.4 mm/an

En se fondant sur cette analyse, nous proposons une estimation de la vitesse de déplacement de la faille de Pambak-Seva-Sunitik :

Segment PSSF2: décrochement dextre avec 0–0.6 mm/an (Fig. II-29);

Segment PSSF4: décrochement dextre avec 0–0.9 mm/an (Fig. II-29).

Les résultats finaux des estimations des vitesses de déformations horizontales du territoire d'Arménie centrale et du Nord par GPS, sont présentés sur la figure II-29. Dans le Tableau II-12 nous présentons la comparaison des vitesses des failles de Garni et de Pambak-Seva-Sunitik obtenues avec les méthodes géologiques et par le GPS.

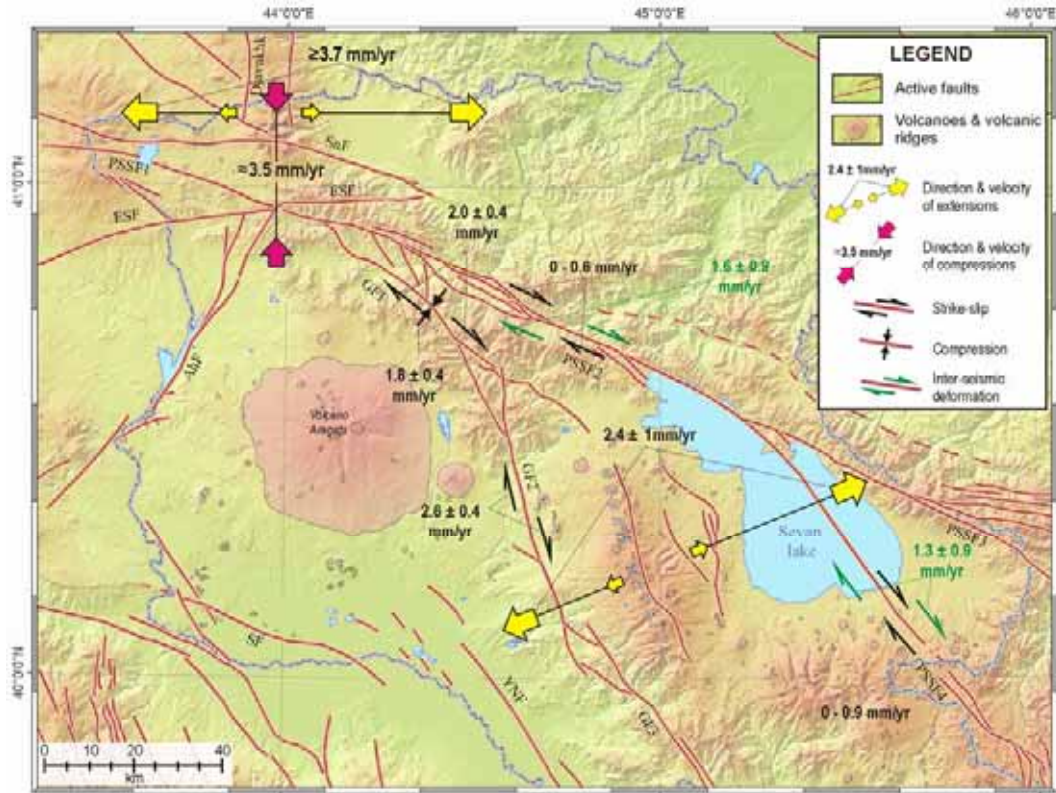


Figure II - 29 : Résultats finales concernant des estimations des vitesses des déformations horizontales de la lithosphère de territoire d'Arménie centrale et du Nord.

II-4. COMPARAISON DE DONNEES DE GPS AVEC LE SISMICITE

Comme nous l'avons déjà signalé, nous avons réalisé trois campagnes de mesures GPS en Arménie : en 1998; 2000; et 2003. Pour pouvoir comparer les données de GPS avec la sismicité, nous avons analysé la sismicité sur les périodes 1998-2000 et 2000-2003 seulement. C'est à dire seulement pour les intervalles de temps correspondants aux intervalles séparant les campagnes GPS.

La fonction LTA (Long Time Average) du logiciel Z-map 6 (Wiemer, 1996) est la méthode la plus commode pour cartographier l'accalmie sismique. La fonction LTA se présente par la formule (2.13)

$$Z(t) = \frac{(R_{all} - R_{wl})}{\sqrt{\frac{\sigma_{all}^2}{n_{all}} - \frac{\sigma_{wl}^2}{n_{wl}}}} \quad (2.13)$$

où

R_{all} – la sismicité moyenne ou la moyenne arithmétique de la sismicité durant toute la période d'observation;

R_{wl} – la sismicité moyenne sur une courte période d'observation;

- σ_{all} — la déviation moyenne quadratique pour toute la période d'observation;
 σ_{wl} — la déviation moyenne quadratique sur une courte période d'observation;
 n_{all} — le nombre de séismes durant toute la période d'observation;
 n_{wl} — le nombre de séismes sur une courte période d'observation.

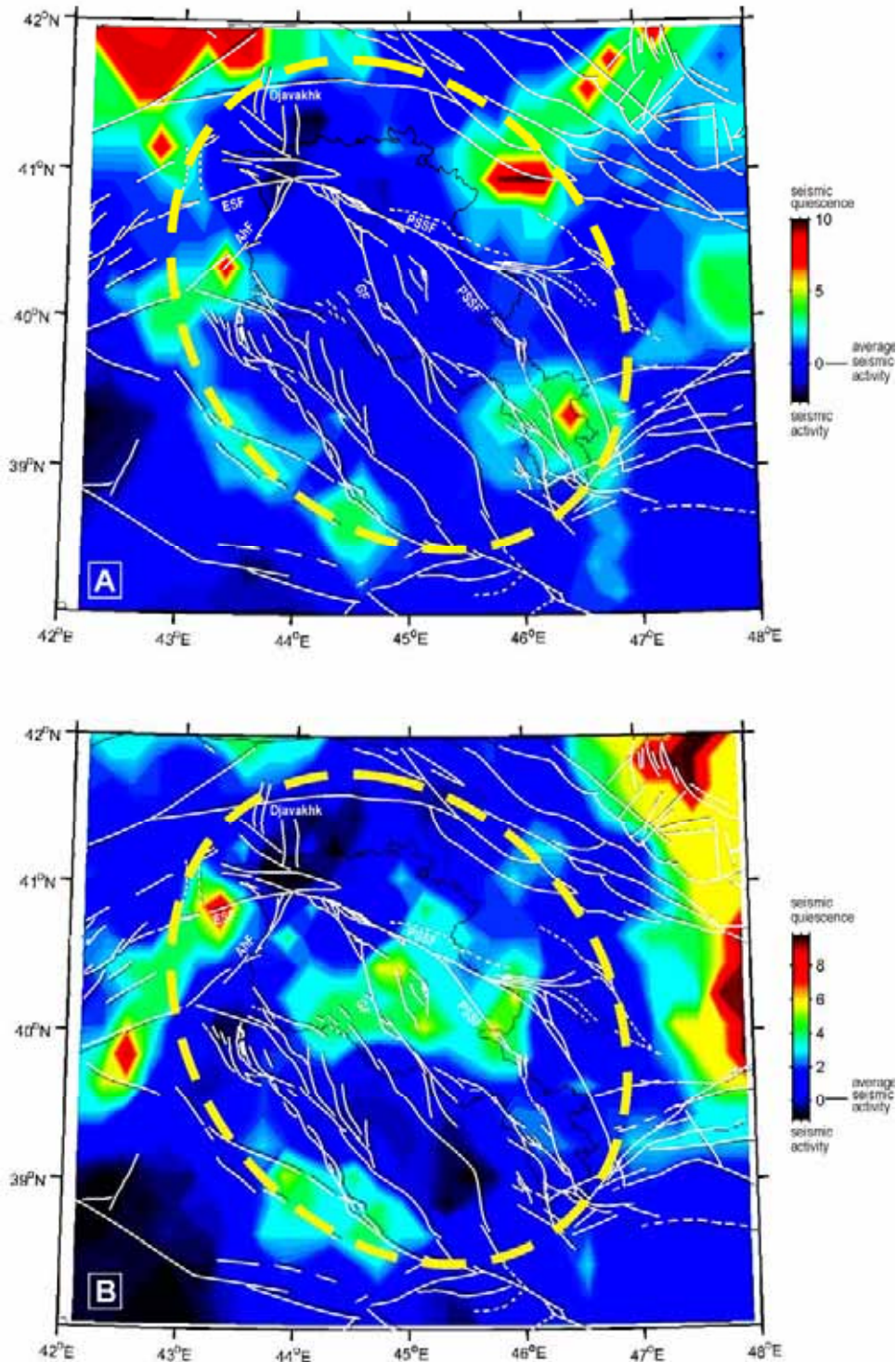


Figure II - 30 : Cartes de valeurs Z définissent l'accalmie sismique durant les périodes: A- 1998.06-2000.09; B- 2000.08-2003.08. La zone pointillée correspond aux données avec 95% de confiance.

En fin de compte, les valeurs Z de la fonction LTA sont la base de l'analyse quantitative de l'accalmie sismique. Nous avons préparé les cartes de valeurs Z pour les périodes 1998.06-2000.09 et 2000.08-2003.08 (Fig. II-30).

Durant la première période (1998.06-2000.09), on observe une activation sismique dans la zone du sommet de l'arc tectonique Nord Arménien (l'arc tectonique se forme par les failles PSSF et ESF) et dans la zone de la system des failles d'extensions de Djavakhhk (Fig. II-30A). L'accalmie sismique s'observe dans la zone des segments Sud des failles de Garni (GF) et de Pambak-Seva-Syunik (PSSF) (Fig. II-30A). Dans la région de l'Arménie centrale s'observe le fond stable de la sismicité (Fig. II-30A).

Durant la seconde période (2000.08-2003.08) l'activité sismique de la région de Djavakhhk et du sommet de l'arc tectonique augmente (Fig. II-30B). L'accalmie sismique s'observe dans toute la région de l'Arménie centrale, dans la zone des segments centraux des failles de Garni et de Pambak-Seva-Syunik (Fig. II-30B).

L'analyse de l'accalmie sismique laisse supposer qu'entre la première et la dernières campagne de mesure GPS en Arménie (1998-2003), les déformations dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Syunik sont soit absentes, soit faibles. Les déformations principales sont localisée dans la zone du sommet de l'arc tectonique Nord Arménien et dans la zone de la system des failles d'extensions de Djavakhhk (Fig. II-30).

II-5. DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSION

Les recherches GPS fait en Arménie par notre équipe scientifique Arméno-Française ont permis de définir les vitesses et les directions des principales déformations du territoire arménien central et de l'Arménie du Nord (Fig. II-29).

Des résultats intéressants ont été obtenus sur le segment GF2 de la faille de Garni. Le problème de l'existence de ce segment est un sujet de discussions. Les raisons de ces discussions sont en fait dues à la mauvaise identification du segment en surface à cause de la couverture végétale et des coulées de lave sur la zone de la faille. Dans notre travail, nous avons utilisé un modèle tectonique contenant le segment GF2 (Fig. I-4; Fig. II-6). Mais, il existe des modèles tectoniques alternatifs qui soit ne contiennent pas ce segment soit le montrent comme un segment hypothétique (Balassanyan et al., 1999a; 1999b; 1999c). Le segment GF2 n'a pas été pris en compte dans la réalisation de la carte de risques sismique de l'Arménie en 1994 (Balassanian et al., 1997). Notre étude géodynamique par GPS nous a permis de découvrir une vitesse de décrochement dextre de 2.6 ± 0.4 mm/an sur le segment GF2 (Fig. II-29). C'est un argument supplémentaire qui montre la réalité de l'existence du segment GF2 de la faille de Garni.

Des conclusions intéressantes ont été obtenues pour la faille de Pambak-Seva-Syunik. Comme nous l'avons noté, les déformations décrochantes dans la zone de la faille sont insignifiantes (0–0.6 mm/an pour le segment PSSF2 et 0–0.9 mm/an pour le segment PSSF4; Fig. II-20; Fig. II-28). Ceci peut signifier une chose : le processus de préparation du séisme est en cours (le processus de l'accumulation de l'énergie), ce qui augmente le degré de l'aléa de la faille.

En considérant, les mouvements inter-sismiques estimées pour la faille de Pambak-Seva-Sunitik (1.6 ± 0.9 mm/an pour le segment PSSF2 et 1.3 ± 0.9 pour le segment PSSF4)

(sous-chapitre II-3.5.1.; Fig. II-27 Fig. II-29), la probabilité de l'accumulation de l'énergie est possible.

Nous avons déterminé une compression avec une vitesse de $\approx 3.5 \pm 0.9$ mm/an orienté NS dans la zone du sommet de l'arc tectonique Nord Arménien (Fig. II-21; Fig. II-29). En même temps, dans la partie frontale de l'arc tectonique, nous avons montré une extension horizontale avec une vitesse supérieure à $\geq 3.7 \pm 0.9$ mm/an orienté EW (Fig. II-22; Fig. II-29). Ces déformations estimées par GPS confirment le modèle de déformation du massif volcanique de Djavakhk estimée par les données géologiques (Rebaï, 1992; Karakhanian et al., 1997b).

Karakhanian et al., (1997b) a proposé un modèle de déformation de la zone frontale de la collision entre l'Arabie et l'Eurasie. Conformément à ce modèle, la dérive vers le Nord du territoire limité par les failles de Garni et d'Akhourian (Aragats Micro-bloc) provoque une compression Nord-sud dans la zone du sommet de l'arc tectonique Nord Arménien et une extension Est-ouest plus au Nord dans la zone du massif volcanique de Djavakhk. Le territoire limité par les failles de Garni et de Pambak-Seva-Syunik (Gegharkunik Micro-block) et le territoire limité par les failles d'Akhourian et de Zheltorechensk-Sarighamish s'écartent respectivement vers le Sud-est et vers le Sud-ouest.

Les données GPS montrent que le Micro-bloc de Gegharkunik ne s'écarte pas vers le Sud-est, mais subit une extension orientée 68° NE avec une vitesse de 2.4 ± 1 mm/an (Fig. II-29). Cette extension s'accorde avec la géologie de la région. En effet dans le centre du Micro-block Gegharkunik, des failles normales N-S sont associées au massif volcanique de Gegam avec des cônes volcaniques d'âge quaternaire alignés perpendiculairement à la direction de l'extension estimée par GPS (Karakhanian, et al., 2004c; Avagyan, et al., 2005; Avagyan et al., in preparation) (Fig. II-18; Fig. II-19).

Cette étude montre la grande efficacité de l'utilisation d'un réseau GPS dense pour résoudre des problèmes géodynamiques sur des territoires limités. Les résultats obtenus peuvent être utilisés pour analyser la situation géodynamique du territoire de l'Arménie et du Caucase Sud, ainsi que pour estimer l'aléa sismique du territoire arménien. Il faut remarquer que pour une analyse plus complète des vitesses de déformations en l'Arménie il serait nécessaire d'étendre le réseau GPS vers le Sud-Est. Cela permettrait notamment d'étudier les déformations dans le prolongement Sud des failles de Garni et de Pambak-Seva-Syunik. Le réseau GPS Arméno-français ne permet pas non plus d'étudier les déformations dans les zones des failles d'Akhourian et de Zheltorechensk-Sarighamish (Fig. II-6). Ces failles se propagent vers la Turquie et l'Iran, et cela nécessiterait d'effectuer les recherches GPS avec ces pays (Fig. I-4).

CHAPITRE III:

ETUDES

PALEOSISMOLOGIQUES ET ARCHEOSISMOLOGIQUES

LE LONG DU SEGMENT ARTANISH-TSKHUK

DE LA FAILLE PSSF

INTRODUCTION

Pour estimer le risque sismique et le potentiel sismique d'une faille il est nécessaire d'avoir un échantillonnage complet des séismes principaux qui se sont produits sur la faille. Mais souvent, l'intervalle de récurrence des séismes est important et il est souvent supérieur à 1000-2000 ans. C'est-à-dire que souvent, pendant les périodes historique et instrumentale (chapitre I) on a des renseignements que sur un seul séisme dans le meilleur cas. Les statistiques sur les séismes historiques et instrumentaux sont insuffisantes. Pour découvrir et étudier les séismes non enregistrés dans la mémoire humaine on pratique des recherches en paléosismologie et en archéosismologie. Dans ce chapitre nous présentons les détails de recherches paléosismologiques et archéosismologiques effectuées en Arménie durant des années 2003-2005.

Comme nous avons déjà remarqué antérieurement (chapitre I) la faille de Pambak-Sevan-Syunik (PSSF) est la plus grande structure tectonique d'Arménie (plus de 400 km de long). Les premières investigations sur cette faille ont été effectuées dans la première moitié du siècle dernier (Paffingolts, 1946; Vardaniants, 1948; Dumitrachko, 1950; Leontev, 1950; Milanovski, 1952; 1968; Gabrielian, 1950 ; Mkrtchian, 1956 ; Gabrielian et al., 1981) (Fig. I-2). Les investigations plus détaillées ont été réalisées après le séisme de Spitak en 1988 (Balian et al., 1989; Cisternas A. Et al., 1989; Philip H. et al., 1992; 1999; 2001; Karakhanian A., et al., 1989; 1992; 1997a; 2004a; Trifonov V., 1990; 1994; 2004; Avagyan A., 2001). Des modifications concernant la géométrie et la cinématique de la faille ont été effectuées et une nouvelle segmentation de celle-ci a été proposée. Les paramètres comme son degré d'activité et de risque qui lui sont attribués ont été révisés.

Du 1996 au 2001 une équipe des chercheurs avec la participation de A. Karakhanyan^{1,2}, H. Philip³, A. Avagyan¹, J-F. Ritz³, V Trifonov⁴, J-C. Grillo³ a effectué des études détaillées géomorphologiques, paléo- et archéosismologiques du segment de Vanadzor-Artanish de la faille PSSF (PSSF2 sur Fig. I-4). Sept tranchées paléosismologiques ont été réalisées (Avagyan A., 2001). Les paléoséismes et archéoséismes découverts dans ces

¹ *Institut des Sciences Géologiques de l'Académie Nationale de Sciences de l'Arménie*

² *«Georisk» Compagnie des recherches scientifiques (Arménie)*

³ *Université Montpellier II (France)*

⁴ *Institut des Sciences Géologiques de l'Académie de Sciences de la Russie*

tranchées ont été utilisées pour l'estimation de la valeur M_{\max} et de l'intervalle de récurrence des séismes importants de ce segment. Sur la base des études géomorphologiques les déplacements maximaux horizontaux et verticaux ont été également estimés (Philip H. et al. 2001; Avagyan A., 2001).

En même temps les études analogues ont été réalisées sur le segment d'Artanish-Tskhuk (PSSF4 sur Fig. I-4). Ces études sont moins détaillées que sur le segment de Vanadzor-Artanish. Néanmoins, plusieurs paléoséismes et archéoséismes ont été découverts. Et de plus, ont été effectuées des estimations des déplacements cumulés horizontaux et verticaux. On peut alors constater que les estimations des vitesses de déplacement sont contradictoires chez les différents auteurs. Par exemple, sur le segment d'Artanish-Tskhuk, l'estimation de la vitesse de déplacement long terme est estimée par H. Philip et A. Avagyan à 0.53-0.64 mm/an (Philip H. et al. 2001; Avagyan A., 2001) alors que V. Trifonov et A. Karakhanyan l'estiment à 3-4 mm/an (Tableau I-2) (Trifonov et al., 1994; Trifonov V., Karakhanyan A. 2004a).

La région correspondant au segment d'Artanish-Tskhuk présente un grand intérêt dans la mesure où la faille PSSF s'associe étroitement avec un volcanisme montrant des signes d'activité d'âge d'holocène. L'abondance des sites archéologiques permet parfois d'estimer et dater des événements géologiques récents.

A partir de 2003, en continuation des travaux effectués, l'équipe de recherche avec la participation de V. Davtyan^{1,3}, A. Karakhanyan^{1,2}, A. Avagyan¹, H. Philip³, R. Badalyan⁴, M. Avanesyan^{1,2}, B. Helly⁵, A. Harutunyan⁴, O. Barge⁵, V. Trifonov⁶, H. Shlepchyan², A. Rideaud⁵, C. Oberlin⁵ a commencé une étude détaillée pluridisciplinaire du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF. Les détails et les résultats de ces recherches vont être décrits dans ce chapitre.

¹ Institut des Sciences Géologiques de l'Académie Nationale de Sciences de l'Arménie

² «Georisk» Compagnie des recherches scientifiques (Arménie)

³ Université Montpellier II (France)

⁴ Institut d'Archéologie et Ethnographie de l'Académie Nationale de Sciences de l'Arménie

⁵ Maison d'Orient et de la Méditerranée (France)

⁶ Institut des Sciences Géologiques de l'Académie de Sciences de la Russie

III-1. LE SEGMENT D'ARTANISH-TSKHUK DE LA FAILLE PSSF : SITUATION GEOGRAPHIQUE, ZONES DE RECHERCHE

Le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF s'étend du Nord-ouest au Sud-est du bord du lac Sevan, jusqu'au plateau volcanique de Syunik (Fig. III-1), et a une longueur totale de 70 kilomètres. La longueur cumulée des segments fait 110 kilomètres. Dans les limites du segment d'Artanish-Tskhuk il y a deux structures Pull apart: celle de Porak; et celle de Syunik. Un volcanisme caractérisé par des signes d'activité holocène est associé à ces deux structures (Mkrтчian, K., et al., 1969; Trifonov, V., 1983; Karakhanyan, A., et al., 1989; 2002; 2003; Avagyan, A., 2001). La faille traverse et déplace les lits des nombreuses rivières et des ruisseaux. Plusieurs marais, les lacs, et des vallées mortes disposées le long de la ligne de la faille quison les résultats de l'activité tectonique de la faille. Il y a aussi les cônes des volcans traversés par la faille et déplacés par endroits de plus de 800 mètres (Karakhanyan, A., et al., 1989).

A la période historique et préhistorique, le territoire autour du segment d'Artanish-Tskhuk a connu une population très dense. Parfois, on découvre des sites archéologiques localisés directement sur le passage de la faille (Philip, H., & Karakhanyan, A., 1999; Trifonov, V., & Karakhanyan, A., 2004a).

L'équipe des chercheurs qui a effectué l'étude du segment d'Artanish-Tskhuk entre 2003 et 2005 étaient composée de géologues, de géographes, des géodésiens, d'archéologues, d'historiens et d'architectes. Les recherches ont été localisées dans trois zones caractérisées par la présence de sites archéologiques et d'évidences géologiques et géomorphologiques d'activités récentes (zones **A**, **B**, **C** sur Fig. III-1).

Durant les travaux de terrain ont été réalisé:

- La cartographie détaillée de la faille;
- 5 tranchées paléosismologiques;
- 30 profils de nivellement topographiques disposés perpendiculairement aux failles (par station totale);
- La topographie détaillée des sites les plus intéressants (par GPS cinématique et par station totale);
- Des excavations archéologiques pour déterminer l'âge des objets archéologiques déformés par l'activité de la faille.
- Des analyses par les architectes concernant les constructions déformées par l'activité de la faille.

Les échantillons de charbons de bois, d'os, et de sols ont été récoltés et datés par la méthode C^{14} dans les organisations suivantes:

- University of Arizona AMS facility;
- Institute of Geology of Russian Academy of Sciences (Moscow);
- University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon);
- German Archaeological Institute (Berlin).

En utilisant des logiciels de traitement des données GIS les études détaillées des images aériennes ont été effectuées. Les modèles 3D numériques avec une résolution de 2-5 mètres/pixel ont été créés pour chaque localisation d'étude.

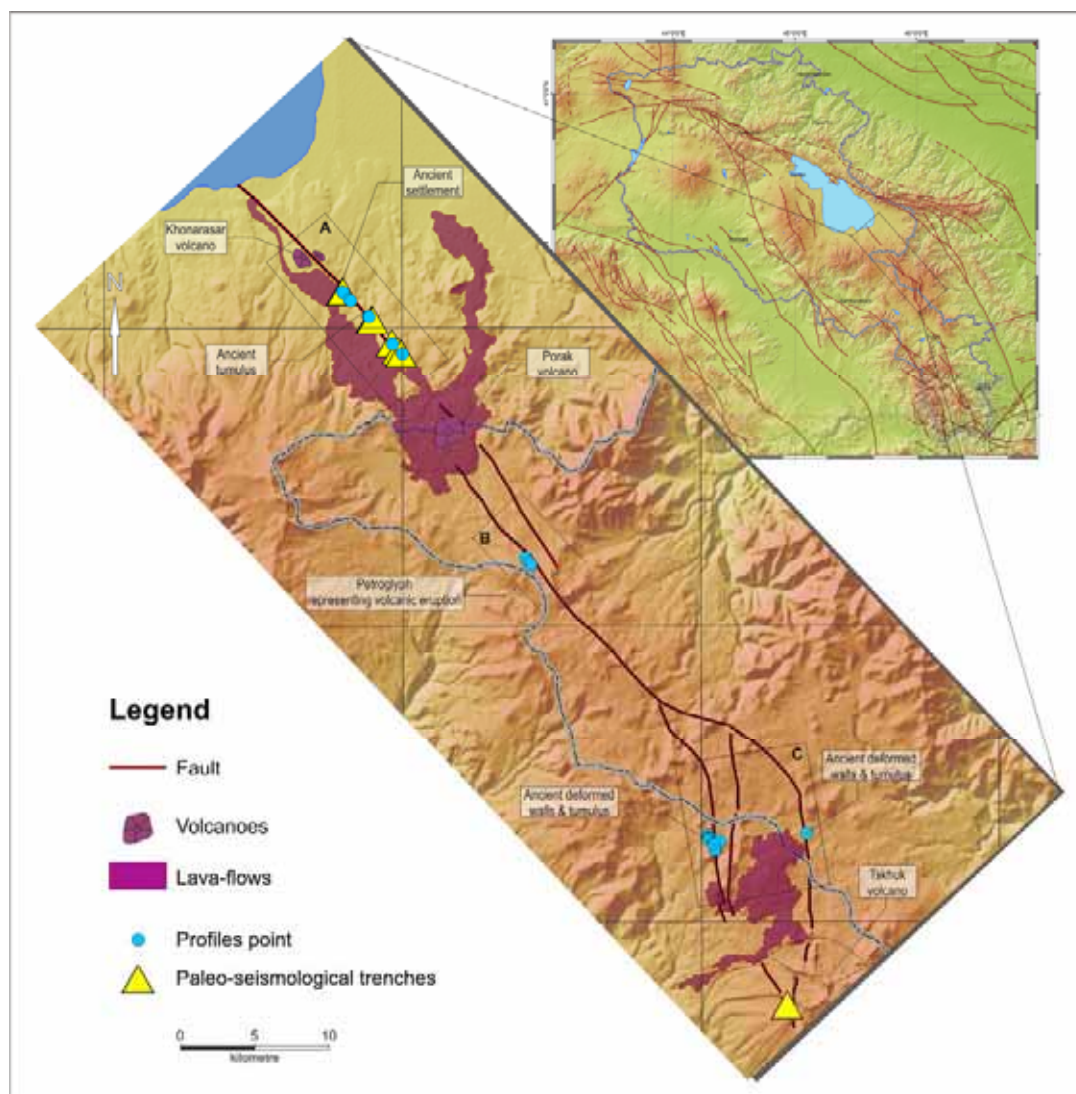


Figure III - 1 : Le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Suynik (PSSF). Les recherches ont été localisées dans trois zones caractérisées par la présence et par la corrélation des objets géologiques et archéologiques (zones A, B, C).

III-2. LA PARTIE DE KHONARASAR-PORAK DU SEGMENT D'ARTANISH-TSKHUK (Zones de recherches – A)

La partie de Khonarasar-Porak du segment d'Artanish-Tskhuk est située entre les volcans de Khonarasar et de Porak (Fig. III-1). Ce territoire comporte une cité ancienne (1 sur Fig. III-2), de nombreuses tombes anciennes (3 sur Fig. III-2), et des secteurs où le lit de rivières sont décalés (2 sur Fig. III-2). Les études multidisciplinaires de la partie de Khonarasar-Porak ont été effectuées en 2003, 2004 et 2005.

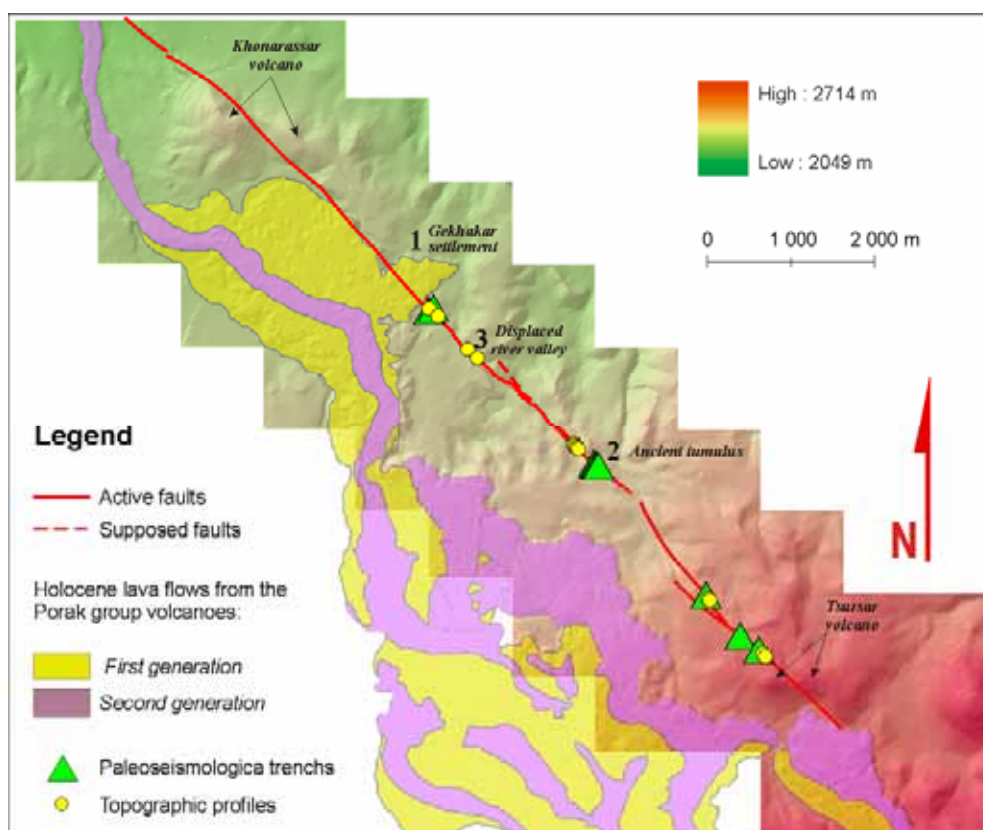


Figure III - 2 : Zones de recherches – A: la partie de Khonarassar-Porak du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF de Pambak-Sevan-Syunik (PSSF).

Dans les zones des sites archéologiques nous avons réalisé un MNT détaillé sur une surface totale de 40 hectares. Ont été réalisés également 13 profils topographiques disposés perpendiculairement aux failles (Fig. III-2). Cinq tranchées paléosismologiques dont l'une a traversé une tombe ancienne ont été réalisés (Fig. III-2). Sur les zones de la cité ancienne et des tombes anciennes ont été effectuées des excavations archéologiques qui ont permis d'estimer l'âge de ces sites.

Ci-dessous, nous allons décrire en détail chaque site d'étude. Mais d'abord, nous voudrions discuter des volcans de Khonarassar et de Porak, puisqu'ils limitent la zone A, et qu'ils se présentent comme des repères pour les estimations de la vitesse de déplacement de long terme du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF.

III-2.1. Les volcans du groupe de Porak

Les volcans du groupe de Porak se situent au Sud-est du lac Sevan sur la pente Est de la chaîne volcanique de Vardenis à l'altitude 2800 m. Ce groupe est représenté par le cône de scories de Porak et par plus de dix cônes parasites, avec des centres de l'écoulement des laves localisés long de fissures autour du volcan de Porak (Karapetian, K., 1985) (Fig. III-3). Tous les centres d'épanchement des laves sont d'âge holocène et ont une direction SE-NW et se localisent le long des segments de la faille de Pambak-Sevan-Syunik. La faille comporte deux segments dans ce secteur qui forment un système en relai dextre extensif.

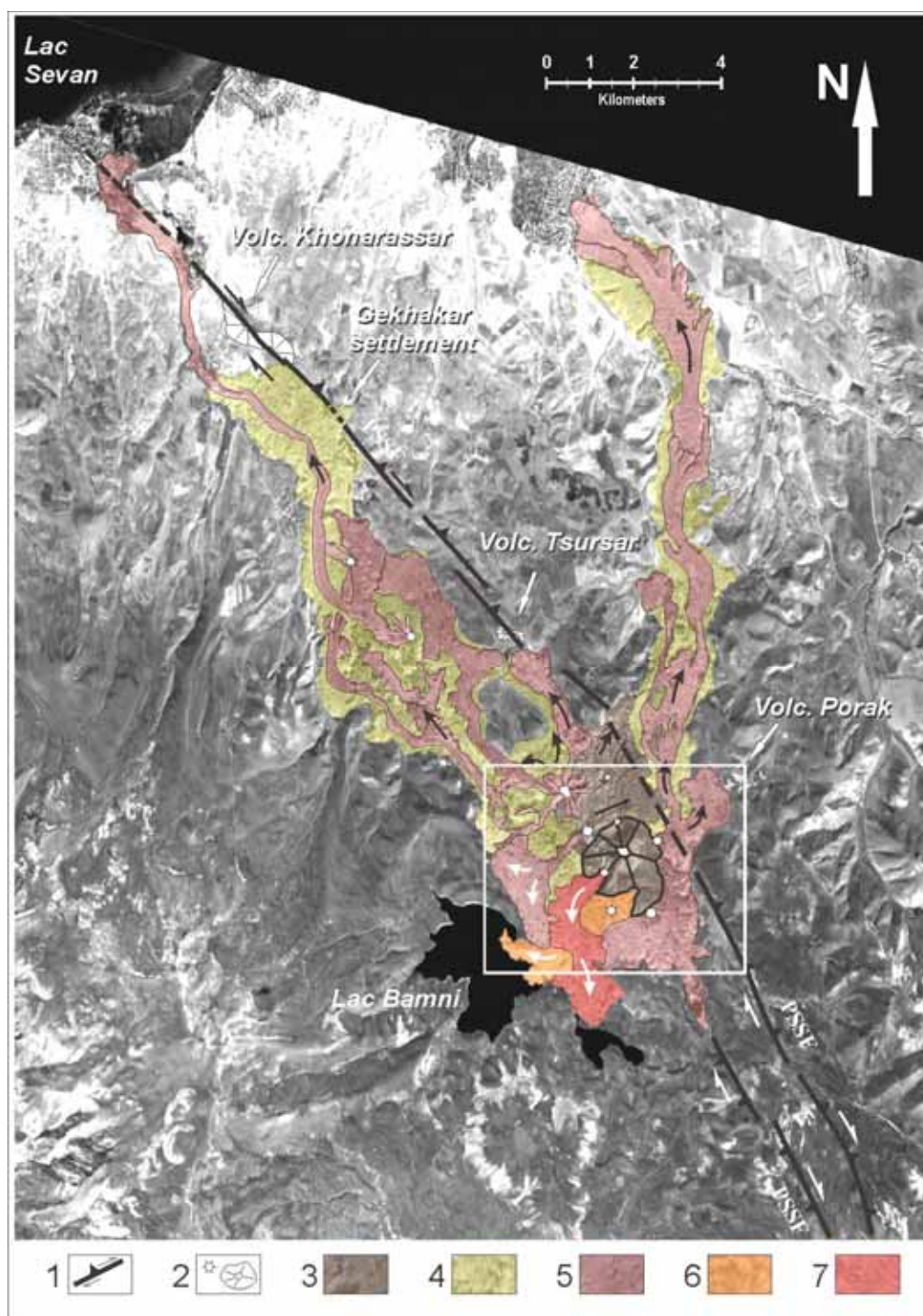


Figure III - 3 : Les coulées de laves de la région de Porak découvertes par Karakhanian et al. (2004c). Tous les centres d'épanchement des laves d'âge holocène ont la direction Sud-est et se localisent le long des segments de la faille de Pambak-Sevan-Syunik.

1 – failles actives; 2 – centres d'épanchement des laves d'âge holocène et quaternaire; 3 – coulées des laves d'âge pléistocène moyen et pléistocènes supérieur; 4 – coulées des laves de la première génération d'holocène; 5 – coulées des laves de la deuxième génération d'holocène; 6 – coulées des laves de la troisième génération d'holocène; 7 – coulées des laves de la quatrième génération d'holocène.

Les segments Nord-est et Sud-ouest de la faille sont éloignés environ de 2 km. Ils ont une cinématique décrochante dextre avec une composante inverse. La topographie est surélevée sur les bords extérieurs. Au sud, ils se joignent pour former une seule faille décrochante dextre avec une composante normale (Fig. III-3; Fig. III-2). Nous avons donc une structure étroite, parallèle à la faille de type «Pull-apart» avec une dépression de la partie centrale (de type de graben), dans la quelle se trouvent les volcans de Porak et d'Asteron et d'autres centres de coulées de laves d'âge d'holocène.

La genèse des volcans de groupe de Porak est en rapport avec la condition locale d'extension tectonique de cette structure «Pull-apart». Sur les flancs de la structure «Pull-apart» de Porak on trouve de nombreux escarpements associés à des ruptures de surface d'origines sismiques récentes. Il est possible que les ruptures séismogéniques de surface, d'une longueur de 40-50 km, soient aussi associées à des éruptions volcaniques. L'influence des forts séismes (comme trigger) sur les éruptions volcaniques ont été décrit dans de nombreuses régions volcaniques (Doumas, 1990; Hill et al., 1993 ; Guidaboni et al., 1994; Conor and Hill, 1995; Karakhanian et al., 1997a; Karakhanian et al., 1997b; Karakhanian et al., 1999; Conor et al., 2000; Karakhanian et al., 2004a).

Les études des images satellites et de photos aériennes ainsi que les travaux de terrain permettent de différencier au moins quatre générations de coulées de lave d'âge d'holocène qui ont des compositions andésito-basaltiques (Fig. III-3).

Les premières et les plus précoces coulées de lave d'âge d'holocène s'étendent sur 23 et 21 kilomètres en directions du Nord-ouest et du Nord vers les villages de Karchakhbyur et d'Akunk (Fig. III-3). Le foyer d'épanchement des laves de la première génération se trouve au pied du cône de volcan de Porak. Les coulées de lave de la première génération couvrent les dépôts du lac Sevan d'âge pléistocène supérieur. Leur surface est recouverte par un sol peu évolué.



Figure III - 4 : *La coulée de lave de troisième génération holocène du volcan de Porak pénétrant dans le lac de Mets Al-Lich.*

Les coulées de laves de la deuxième génération d'âge holocène se distinguent par la surface importante des laves qui s'écoulent en directions des villages d'Akunk et de Karchakhbyur (Fig. III-3). Celles de la dernière génération prennent leur source au voisinage d'un grand centre qui se trouve au Nord-ouest de Porak. Les coulées des laves en direction d'Akunk prennent leur source d'un centre se trouvant à l'Est de Porak (Fig. III-3). Les coulées des laves de deuxième génération d'holocène se sont aussi disposés près du lac Mets Al-Lich. Il y a plusieurs endroits où plusieurs coulées des laves de deuxième génération

holocène se superposent, ce qui témoigne des nombreuses éruptions qui se sont produites dans un intervalle de temps très court.

Le centre de l'écoulement des laves de la troisième génération holocène se situe au sud-est, au pied du cône du volcan de Porak (Fig. III-3). La coulée de lave de troisième génération holocène entre dans le lac Mets Al-Lich (Fig. III-4).

Le quatrième et la plus jeune coulée de lave provient de la source qui se trouve au Sud-est du cône du volcan de Porak.



Figure III - 5 : *Le système des murs anciens construits sur la surface des coulées de laves de deuxième et de troisième génération de l'holocène du volcan de Porak. Le mur s'interrompt près de coulée de lave de quatrième génération d'holocène du volcan de Porak.*

Les surfaces des laves de troisième et de quatrième génération holocène sont bien conservées. Ces surfaces ne sont pratiquement pas couvertes de sol et de végétation. D'autre part une observation nous a permis de distinguer les laves de troisième et de quatrième génération. En effet il existe beaucoup de sites et d'édifices archéologiques sur la surface des laves de première, de deuxième et de troisième génération. Ils sont totalement absents sur la surface des laves de quatrième génération. Sur le flanc sud du lac Mets Al-Lich, sur les laves de deuxième et de troisième génération nous avons trouvé un système de murs de pierre anciens qui se suit sur plusieurs kilomètres et qui sont interrompus brusquement près de coulée de lave de quatrième génération (Fig. III-5). On ne peut donc pas exclure que les murs soient recouverts par les laves de quatrième génération. Pour la confirmation ou la négation du recouvrement du mur par les laves de quatrième génération il est nécessaire d'effectuer des études supplémentaires. En tout cas, l'absence d'édifices anciens sur les laves de quatrième génération permet supposer qu'elles sont plus jeunes que les édifices. L'estimation de l'âge des édifices anciens est un facteur clef pour la datation plus précise des éruptions de troisième et de quatrième génération.

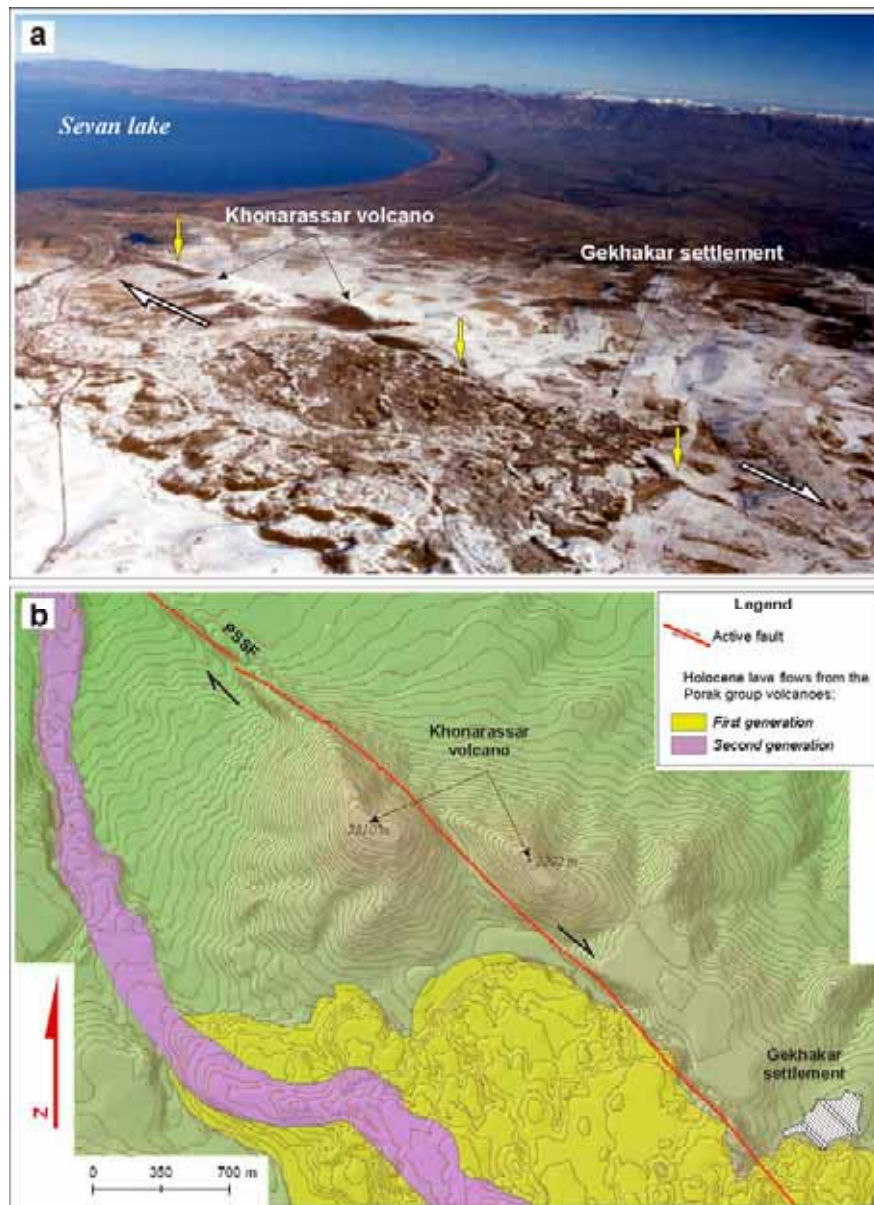


Figure III - 6 : Le volcan de Khonarassar coupé par la faille de Pambak-Sevan-Suynik (PSSF) est décalé en dextre: a- la photo fait de l'hélicoptère par A. Avanessyan. Les flèches jaunes indiquent la trace de la faille PSSF; b- le MNT (Modèle Numérique de Terrain) du territoire de la partie de Khonarassar-Porak de la faille PSSF avec une résolution de 5 mètre/pixel.

III-2.2. Le volcan de Khonarassar

Le volcan de Khonarassar est situé à une distance de 4.5 kilomètres vers Sud-est du lac Sevan. Ses coordonnées géographiques sont 40.13°N, 45.65°E (Fig. III-1; Fig. III-6). Il se trouve directement sur le passage du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF. Il est coupé par la faille en deux parties affectées par un déplacement dextre (Fig. III-6).

Le volcan Khonarassar est utilisé pour l'estimation de la vitesse de déplacement de long terme du segment d'Artanish-Tskhuk (Trifonov et al., 1994; Philip H. et al. 2001). Le déplacement horizontal entre les deux parties coupées du volcan, a été évalué 750-800 mètres

(Karakhanyan, A., et al., 1989; Philip H. et al. 2001). Les appréciations à propos de l'âge de volcan sont différentes chez différents auteurs. Trifonov et al. (1994) supposent que le volcan Khonarasar correspond à l'âge de 150-200 Ka. De l'autre côté, un âge de 1.4 ± 0.03 Ma a été obtenu par datation par la méthode K-Ar (Philip H. et al. 2001), il correspond à un âge du quaternaire inférieur. On en déduit la vitesse de déplacement horizontal long terme du segment d'Artanish-Tskhuk qui est estimée différemment: à 4-5 mm/an (Trifonov V., et al., 1994; Trifonov V., Karakhanyan A., 2004a); et à 0.53 ± 0.04 mm/an (Philip H., et al., 2001; Avagyan A., 2001).

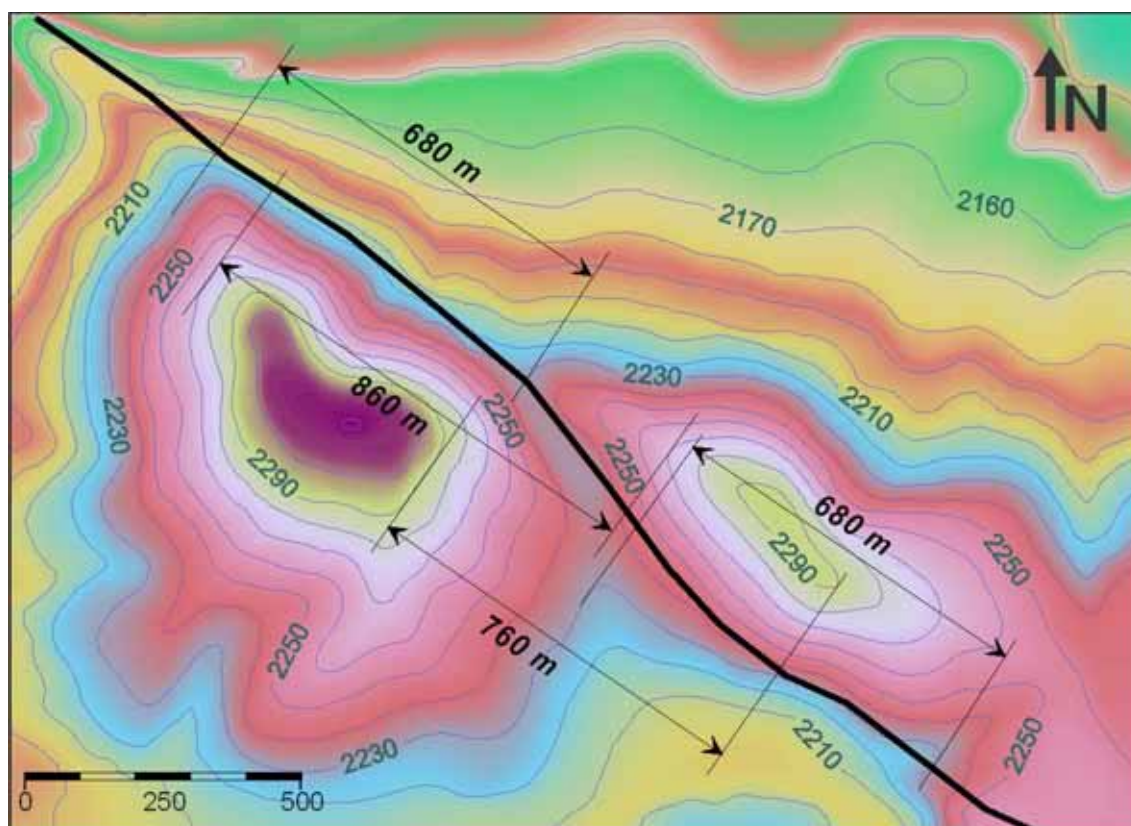


Figure III - 7 : L'estimation de déplacement du volcan de Khonarhasar calculé par le Modèle Numérique de Terrain d'une résolution de 5 mètre/pixel.

Le MNT (Modèle Numérique de Terrain) du territoire de la partie de la faille de Khonarasar-Porak a été créé au cours de cette étude avec une résolution de 5 mètre/pixel (Fig. III-2; Fig. III-6b). En utilisant les logiciels GIS le MNT une fois créé, nous avons essayé de recalculer le déplacement du volcan de Khonarasar. Plusieurs mesures sur les altitudes différentes ont été réalisées (Fig. III-7). Les déplacements mesurés près des sommets du volcan excèdent les déplacements mesurés sur les niveaux plus bas (Fig. III-7). Sur les niveaux plus bas, des déplacements identiques sont déterminés du côté Nord-ouest et du côté Sud-est. On peut interpréter ces différences par l'érosion qui est plus intense aux niveaux les plus hauts du volcan que près du pied. Selon nous, les mesures prises aux niveaux bas sont plus réalistes. Donc, nous évaluons le déplacement du volcan de Khonarasar à 680 mètres (Fig. III-7). En utilisant ce déplacement, la vitesse estimée par Trifonov et al. (1994) diminuera jusqu'à 3.4-4.5 mm/an, et par Philip, et al., (2001) - jusqu'à 0.49 ± 0.01 mm/an.

III-2.3. La cité ancienne de Gekhakar

La cité ancienne de Gekhakar a été découverte en 1989 par A. Karakhanyan et V. Trifonov à une distance de 2.5 km vers le Sud-ouest du volcan de Khonarasar (Fig. III-2). Sa partie inférieure comportant les ruines de murs d'habitations et de possibles points de culte (Fig. III-8a) disposés sur la surface des laves du pléistocène moyen et au pied des coulées de lave de première génération de l'holocène du volcan Porak (Fig. III-2; Fig. III-8b). Sur la surface des laves holocènes se situe un ouvrage de fortification (la citadelle).

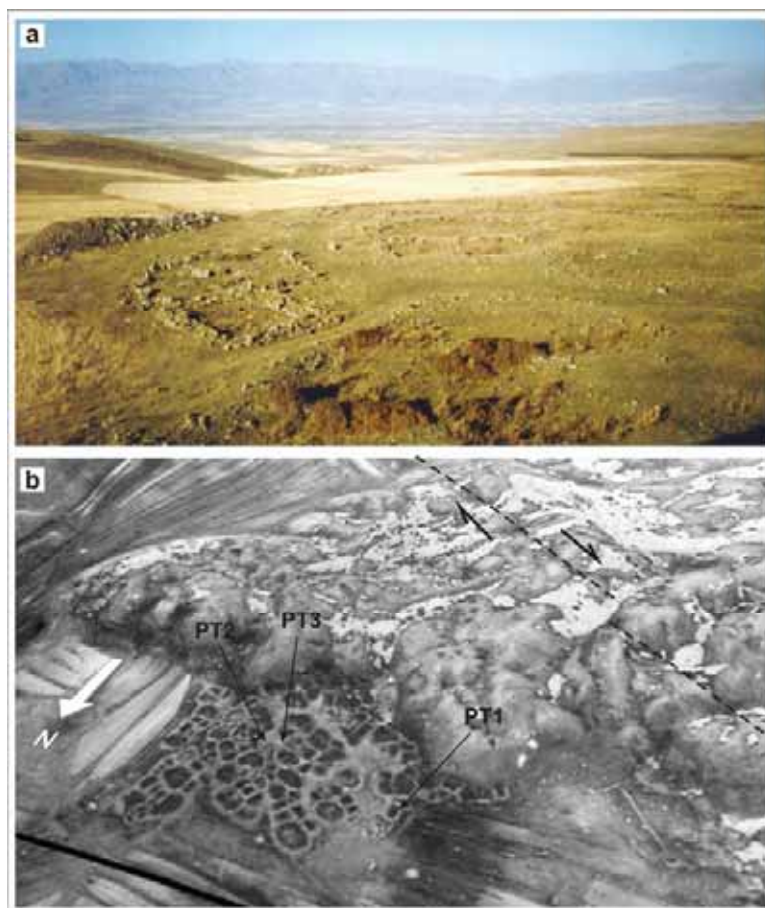


Figure III - 8 : La cité de Gekhakar: a- la photo d'un partie de cité (Philip, H. & Karakhanyan, A., 1999); b- la combinaison du modèle numérique tridimensionnel de la cité de Gekhakar avec une image aérienne. Les flèches montrent l'emplacement des fouilles.

Les données de la cité ont été décrits par plusieurs auteurs (Philip, H. & Karakhanyan, A., 1999; Philip, H., et al, 2001;; Avagyan, A., 2001; Karakhanyan, A., et al, 2002; Karakhanyan, A., et al, 2004; Trifonov, V. & Karakhanyan, A., 2004a). De façon hypothétique elle avait été appelée Behura. Cette supposition était basée sur l'interprétation faite par N. Harutunyan (1985) et par T. Hakobyan et al. (1996) du manuscrit cunéiforme de «Khorkhor» du roi ourartien Argichti I^{er}, qui avait été trouvé dans la région du lac Van (Shultz, F., 1840; Philip, H. & Karakhanyan, A., 1999; Philip, H., et al, 2001; Avagyan, A., 2001; Karakhanyan, A., et al, 2002; Karakhanyan, A., et al, 2004a; Trifonov, V. & Karakhanyan, A., 2004).

De nouvelles informations, obtenues durant ces dernières années, met en doute la supposition que la cité ancienne de Gekhakar est la ville de Behura. (Karakhanyan, A., et al, 2006). Nous allons donc nous abstenir d'employer le nom Behura et par la suite nous utiliserons le nom de «cité de Gekhakar» relativement au village actuel de Gekhakar, qui se situe à proximité du site.

L'intérêt pour la cité de Gekhakar a surgi en raison de la découverte de signes de déformations sismiques sur son territoire. Dans la partie inférieure de la cité une grande construction composée de menhirs de 1 à 1.5 mètres de hauteur a été trouvée. Plusieurs de ces menhirs sont renversés et leurs sommets sont systématiquement orientés vers l'Ouest, du côté de la faille active qui passe à travers le site de la citadelle. L'orientation préférentielle de la chute d'objets verticaux vers l'épicentre macroséismique ou/et les ruptures séismogéniques a été observée dans la zone épi centrale de nombreux tremblements de terre forts. Ce phénomène est considéré comme un indice fiable de cause séismogénique (Ambraseys, 1975; Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, 1976). Des phénomènes semblables ont été observés pendant le séisme de Spitak de 1988 en Arménie (Karakhanyan A. & Balasanyan V., 1992).

Les preuves directes de tremblement de terre fort ont été trouvées au niveau de la citadelle. La faille active a coupé et déplacé un mur de fortification dans le secteur où elle traverse le territoire de la citadelle (Fig. III-9a). Ce mur est composé de pierres non cimentées. Pourtant, la maçonnerie est bien conservée aux points d'intersections du mur avec la faille. Une chose semblable ne peut s'expliquer que si le déplacement est rapide et impulsif. Ces particularités ainsi que la structure morphologique de la faille permettent de supposer que c'est une rupture superficielle d'origine séismogénique. L'amplitude du déplacement total est de $1.80 \pm 0.2\text{m}$ horizontal et de $0.8 \pm 0.1\text{m}$ verticale (Philip, H., et al, 2001; Avagyan, A., 2001; Karakhanyan, A., et al., 2002; Karakhanyan, A., et al, 2004a; Trifonov, V. et Karakhanyan, A., 2004) (Fig. III-9b).

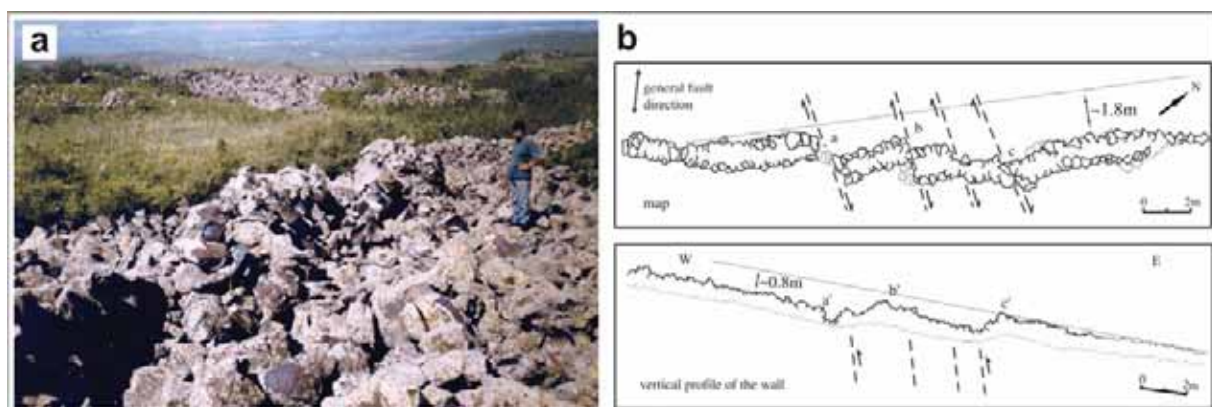


Figure III - 9 : a- le mur de fortification déplacé en dextre par la faille.
b- la carte et profil vertical réalisés par A. Avagyan (2001).

Sans aucun doute, la partie inférieure de la cité de Gekhakar et la citadelle ont des âges similaires. La détermination de l'âge de la partie inférieure de la cité permettra obtenir la pré-date du tremblement de terre qui a déplacé les murs de la citadelle. Dans ce cadre, quelques fouilles préliminaires ont été effectuées sur le site de la cité inférieure. Les datations par la méthode C14 de reliquats de charbon, des échantillons du sol prélevés pendant les

fouilles ont donné deux intervalles d'âges: de 4359-4003 ans B.C. jusqu'à 760-520 ans B.C.; et jusqu'à 541-634 ans A.D. (Karakhanyan, A., et al, 2002; Karakhanyan, A., et al, 2004a; Trifonov, V. & Karakhanyan, A., 2004). La datation archéologique des fragments des céramiques anciennes trouvées sur la surface ont donné un intervalle entre la première moitié du troisième millénaire B.C. et le 10-13 siècles AD (Karakhanyan, A., et al, 2002; Karakhanyan, A., et al, 2004a; Trifonov, V. Et Karakhanyan, A., 2004a).

Durant la période de 1997 à 2003 quelques fouilles de reconnaissance de 0.5 à 1 mètres de profondeur ont été effectuées dans la limite de la cité de Gekhakhar. Les échantillons prélevés de couches archéologiques ont été datés par la méthode C^{14} . Les dates obtenues ont donné un intervalle entre le IV^{ème} et le I^{er} millénaires B.C. (Karakhanyan, A., et al, 2004a). Cela a donné une première estimation concernant d'âge de la cité de Gekhakhar. Les datations archéologiques ont été aussi très approximatives car elles ont été basées sur une quantité insuffisante de fragments de céramique ramassées en surface et de céramiques prélevées dans les fouilles. Les céramiques étudiées appartiennent à la période archéologique de l'Achaemenid (500 ans B.C.) , à l'époque du bronze moyen (2200-1500 ans B.C.) et à celle du bronze inférieur (3200-2200 ans B.C.). On voit donc que la cité de Gekhakhar a connu une longue période d'occupation (Karakhanyan, A., et al, 2004a). Pour vérifier cette proposition, pour déterminer des dates plus exactes, et pour résoudre les problèmes archéosismologiques et paléosismologiques, il était nécessaire de réaliser des excavations archéologiques systématiques. De telles excavations ont été réalisées en 2004-2005 pendant les études multidisciplinaires réalisées sur le segment d'Artanish-Tskhuk de PSSF dans le cadre du projet PICS (*Seismicity and Archaeology, the Armenian example*) dont résultats sont présentés ci-dessous.

III-2.3.1. La description de problème

Comme nous l'avons déjà signalé, dans le territoire de la citadelle de la cité de Gekhakhar, il a été trouvé et décrit un mur de fortification déplacé. La faille qui a sectionné le mur en plusieurs tronçons déplace horizontalement en dextre le mur d'une valeur totale de $1.80 \pm 0.2m$ et verticalement de $0.8 \pm 0.1m$ (Fig. III-9). Les traces de tremblement de terre ont aussi été découvertes dans la partie inférieure de la cité de Gekhakhar (ruines des murs, menhirs renversés). La magnitude du tremblement de terre, qui a provoqué ces déplacements et déformations, a été estimée à $M_w=7.2$ (Philip, H., et al, 2001; Avagyan, A., 2001). La date de ce séisme a été définie en partant des raisonnements suivants:

1. Il était supposé que la cité de Gekhakhar est la ville ancienne de Behura décrite dans le manuscrit cunéiforme de «Khorkhor» (Harutunyan, N., 1985; Hakobyan, T., et al. 1996; Philip, H. & Karakhanyan, A., 1999). Ainsi, conformément aux interprétations, le manuscrit de «Khorkhor» daté à 782-773 ans B.C. contient la description de l'éruption volcanique de montagne de Bamni au pied de qui se trouvait la ville de Behura (Shultz, F., 1840; Philip, H., et al, 2001; Avagyan, A., 2001; Karakhanyan, A., et al, 2002; Trifonov, V. & Karakhanyan, A., 2004a). Il était supposé aussi que l'éruption du volcan soit accompagnée par le tremblement de terre qui a provoqué le déplacement de mur de fortification (Philip, H., et al, 2001; Avagyan, A., 2001; Karakhanyan, A., et al, 2002; Trifonov, V. & Karakhanyan, A., 2004a).
2. Les datations de radiocarbone et les datations archéologiques de la cité de Gekhakhar effectuées pendant des recherches précédentes montrent une

interruption de la période de l'occupation de la cité à partir de 760-520 ans B.C. jusqu'à 541-634 ans A.D. (Karakhanyan, A., et al, 2002; Karakhanyan, A., et al, 2004a; Trifonov, V. & Karakhanyan, A., 2004). Puisque les destructions des éléments importants (ruines des murs, menhirs renversés, le mur de citadelle déplacé) sont provoquées hypothétiquement par un séisme important et n'ont pas été restaurées, on avait supposé que la cité de Gekhakar avait été abandonnée après le séisme. On considérait donc que le séisme s'était produit pendant la période de 760-520 ans B.C.

3. La date du manuscrit cunéiforme de «Khorkhor» (782-773 ans B.C.), qui contient hypothétiquement une information concernant d'un séisme à Behura, et la date du séisme qui a détruit la cité de Gekhakar (760-520 ans B.C.) sont donc très proches. Puisque, on a supposé que la cité de Gekhakar et la ville ancienne de Behura sont les mêmes, il s'agissait donc du même tremblement de terre.

A partir de ces raisonnements, on a supposé que la date du séisme qui a détruit le cité de Gekhakar est 782-520 ans B.C. (Karakhanyan, A., et al, 2004a). On suppose aussi que c'était le dernier fort séisme sur le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de PSSF. Les vitesses maximales horizontales et verticales court terme du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de PSSF calculées à partir du mur décalé dans la citadelle de la cité de Gekhkar est alors de 0.64 ± 0.07 mm/an et de 0.28 ± 0.03 mm/an respectivement (Philip, H., et al, 2001; Avagyan, A., 2001).

Aujourd'hui il existe de nouvelles données qui permettent mettre en doute l'hypothèse que la cité de Gekhakar est la ville ancienne de Behura (Karakhanyan, A., et al., 2006). La date du séisme déplaçant le mur de fortification est remis en question. Par conséquent, pour résoudre ce problème il faut examiner à nouveau l'âge des murs de fortification. Nous présumons toujours que la citadelle fait partie de l'ensemble architectural de la cité de Gekhakar. Dans cette hypothèse la partie inférieure de la cité et la citadelle ont le même âge. L'estimation de l'âge de la partie inférieure de la cité de Gekhakar fait partie de nos objectifs principaux.

Pour cela, trois fouilles de reconnaissance archéologique avaient été réalisées les années 2004-2005 dans la partie inférieure de la cité. Leurs dispositions sont montrées sur la figure III-8b. Toutes les couches archéologiques identifiées ont été décrites et documentées. Onze échantillons de charbon, d'os, et de sols ont été datés par la méthode de C^{14} . 2189 fragments des vases anciens de céramique ont été trouvés dans les niveaux de remplissage des fouilles. Les époques archéologiques du fonctionnement de la cité de Gekhakar ont été déterminées sur la base de la chronologie des céramiques par les archéologues Ruben Badalyan¹ et Arminé Harutunyan¹.

En 2004-2006, les travaux suivants ont été aussi réalisés:

- le levé topographique détaillé de la partie inférieure de la cité de Gekhakar sur une surface totale de 10 hectares.
- le levé géodésique des murs de fortification sur le territoire de la citadelle.
- l'analyse détaillée des images satellites et aériennes

¹ Institut d'Archéologie et Ethnographie de l'Académie Nationale de Sciences de l'Arménie

Les données obtenue ont été traité dans les logiciels GIS (*Geographic Information System*). En utilisant des données de topographie, le modèle numérique 3D de la cité de Gekhakar a été créé Fig. III-8b).



Figure III - 10 : La fouille PT1 qui se situe aux limites ouest de la cité de Gekhakar.

III-2.3.2. La description des fouilles

III-2.3.2.1. La fouille PT1

La fouille PT1 se situe aux limites ouest de la cité de Gekhakar dans la partie intérieur de l'habitation (Fig. III-8b; Fig. III-10). L'excavation de cette fouille a été réalisée en deux étapes. En 2004 (première étape) les dimensions de PT1 ont une surface de 4x2 mètres et une profondeur de 1.6 mètres (Fig. III-10a, d). En 2005 (deuxième étape) la fouille a été agrandie jusqu'à 4x3 mètres (Fig. III-10b).

Dans la fouille PT1 nous nous sommes heurtés à une situation intéressante. Nous avons trouvé les restes du mur écroulé vers l'intérieur de l'habitation (Fig. III-10c). Sur la base de l'étude des éléments écroulés l'architecte Alain Rideaud² a conclu qu'originellement le mur avait une hauteur de 2.5 mètres environ. La largeur du mur était de 2 mètres (Fig. III-10d). Les dimensions du mur permettent de supposer que la cause de l'écroulement a été non pas la faiblesse de la construction mais plutôt une intervention artificielle. Puisque c'est le mur externe de la cité, il pourrait s'être écroulé à la suite d'une action militaire. La deuxième cause possible c'est un tremblement de terre. Aucune arme ou fragment d'arme (épée, poignard, pointe de lance ou de flèche) ou bien armure ou fragment d'armure n'ont pas été trouvés parmi les artefacts découverts dans la cité de Gekhakar. Il n'y a non plus aucuns signes d'incendie. Donc, nous croyons plutôt que la cause de l'écroulement du mur a été un tremblement de terre fort dont les signes ont déjà été découverts dans les autres endroits de la cité de Gekhakar.

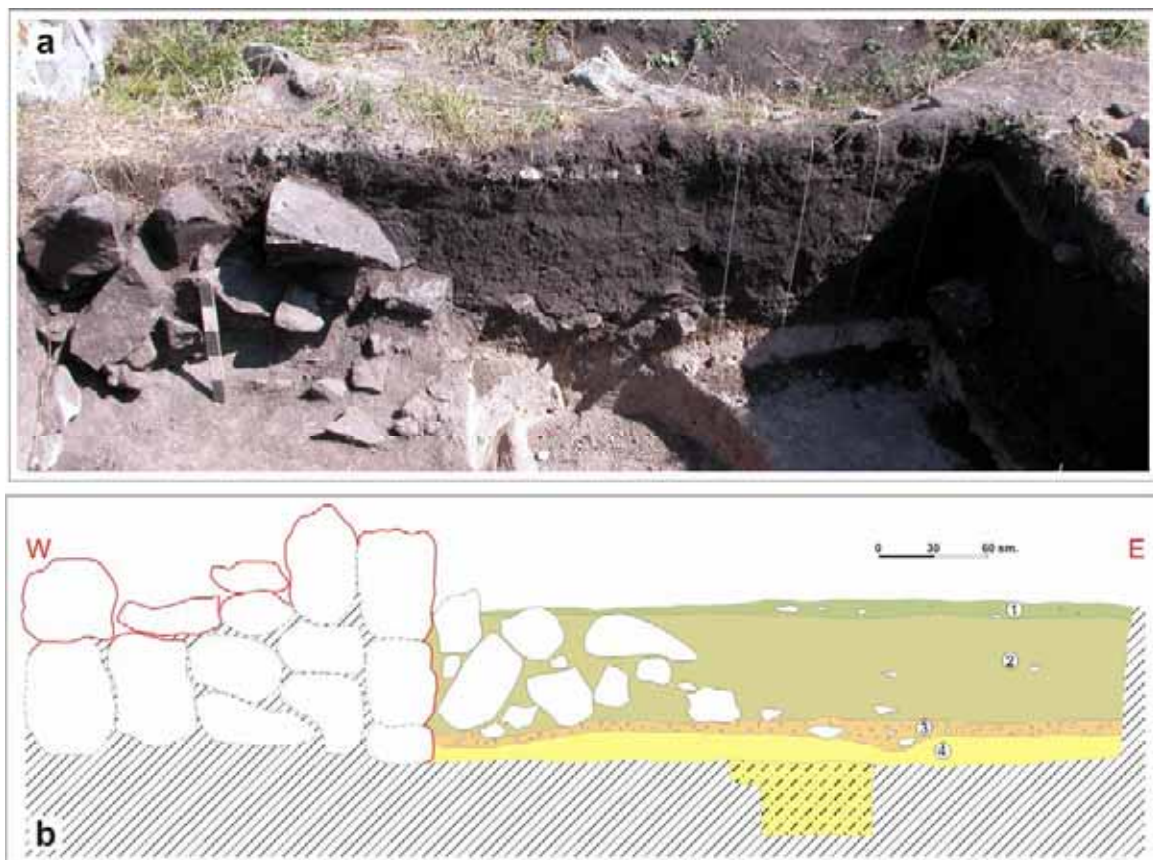
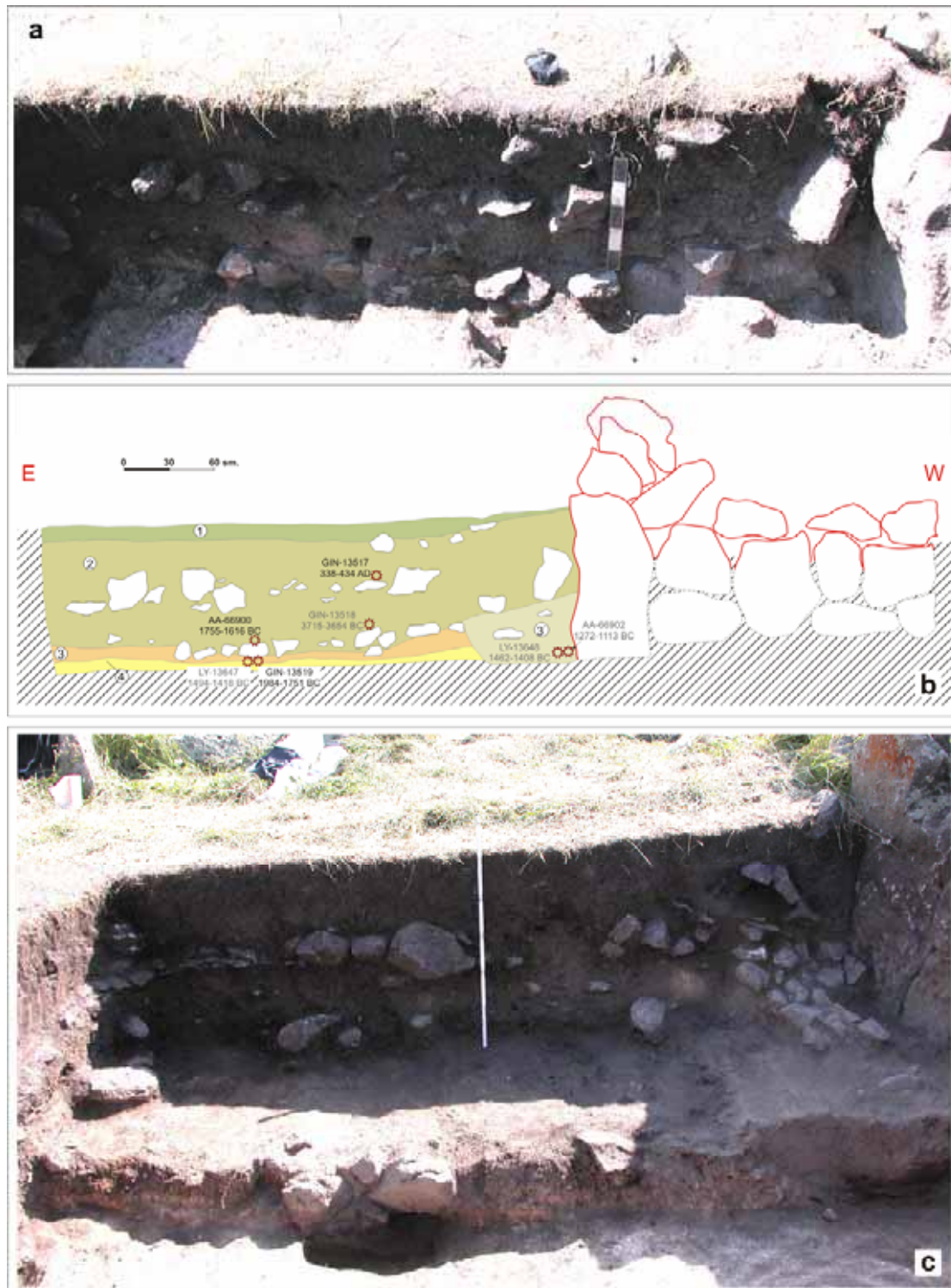


Figure III - 11 : La coupe Nord de la fouille PT1.

Le coin colluvial formé qui serait le résultat de l'écroulement de mur se distingue d'une manière précise sur la coupe Nord de la fouille PT1 (Fig. III-11). Directement sous coin colluvial il y a deux couches archéologiques (Fig. III-11b). Une telle situation atteste que l'écroulement de mur s'est passé lorsque l'habitation fonctionnait. C'est-à-dire que tremblement de terre s'est produit quand la cité de Gekhakar était habitée.



Les couches archéologiques se trouvant sous le coin colluvial se distinguent l'une de l'autre et par la couleur et par les matériaux (couches 3 et 4 sur Fig. III-11b). A la différence de couche 4, la couche 3 a une teinte plus orangée et contient une grande quantité des petites pierres avec une taille de 0.5 à 1 centimètre (Fig. III-11b). La couche 2 représente le paléosol (Fig. III-11b). Elle couvre sans intermédiaire la couche 3 et le coin colluvial (Fig. III-11a, b). Une telle distribution des couches atteste qu'après l'écroulement de l'habitation, elle n'a pas été réhabilitée. En plus, cela est attesté par le fait que l'écroulement n'a pas été déblayé.

Est-ce que, la cité de Gekhakar a continué fonctionner après le séisme? Nous allons examiner cette question plus tard.

On observe une autre image sur la coupe Sud de la fouille PT1. A la différence de la coupe Nord, ici il y a deux coins colluviaux (Fig. III-12). Et avec cela, des images identiques s'observent aussi sur la coupe de l'année de 2004 (Fig. III-12a, b) et sur la coupe réalisée après l'élargissement de la fouille en 2005 (Fig. III-12c).

A l'exception de la couche 3* toutes les autres couches sur la coupe Sud et sur la coupe Nord de la fouille PT1 sont les mêmes (Fig. III-12; Fig. III-11). Le remplissage de la couche 3* est constitué par de la cendre contenant des fragments d'os et du charbon. Probablement ici se trouvait soit le foyer, soit un fossé pour les ordures. La position stratigraphique de couche 3* est l'équivalent de la couche 3.

Le coin colluvial inférieur sur la coupe Sud recouvre les couches 3 et 3* (Fig. III-12b), semblable à la situation de la coupe Nord de la fouille PT1 (Fig. III-11). En plus, comme sur la coupe Nord, le paléosol 2 recouvre les couches archéologiques et le coin colluvial.

Le coin colluvial supérieur sur la coupe Sud se trouve directement dans le paléosol 2 (Fig. III-12). Il est composé des fragments de grandes dimensions (20-40 centimètres) et de petites dimensions (5-15 centimètres) dont les pierres sont disposées parallèlement à la surface (Fig. III-12c). Les petites pierres adhèrent étroitement l'une à l'autre et sont représentées par des fragments bruts des roches volcaniques (Fig. III-12c).

En analysant la situation totale de la fouille PT1 on peut dire:

- Le coin colluvial de la coupe Nord et le coin colluvial inférieur de la coupe Sud sont le produit de l'écroulement brusque du mur de l'habitation;
- C'est fort probable que l'écroulement du mur soit provoqué par un tremblement de terre fort;
- Après l'écroulement du mur, l'habitation mentionnée a cessé de fonctionner. Comme preuve, on peut mentionner le fait que le mur écroulé n'a pas été déblayé, et qu'en plus il a été recouvert immédiatement par le paléosol.
- Il est probable que le coin colluvial supérieur (sur la coupe Sud, fouille PT1; Fig. III-12) est le résultat de l'activité humaine longtemps après que la cité de Gekhakar a cessé de fonctionner.

III-2.3.2.2. La fouille PT2

La fouille PT2 se trouve au centre de la cité de Gekhakar (Fig. III-86; Fig. III-13). Plus précisément sur une partie qui donne sur de la rue principale de cité. La surface de fouille PT2 fait 2x2 mètres et sa profondeur est de 1.7 mètres. Cette fouille a un caractère de reconnaissance, et a pour but de déterminer l'épaisseur des couches archéologiques de la cité

de Gekhakar. Au fond de la fouille PT2 une petite construction ressemblant à une fosse qui contenait des restes d'os, du charbon et des céramiques a été trouvée (Fig. III-13). Ces restes ont été utilisés pour la datation de la cité de Gekhakar (voir plus loin).

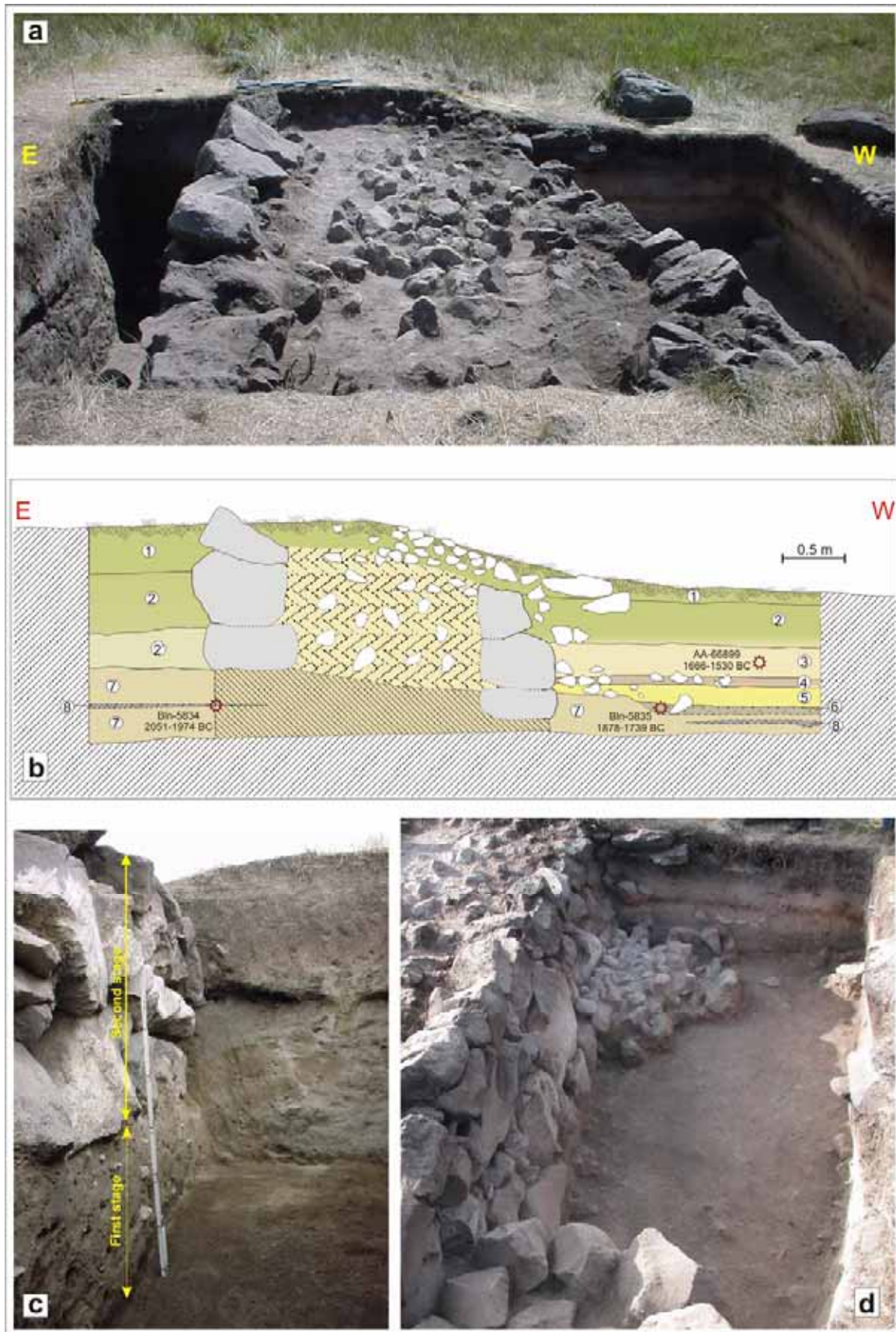
III-2.3.2.3. La fouille PT3

La fouille PT3 se trouve également dans la partie centrale de la cité de Gekhakar (Fig. III-8b; Fig. III-14). La surface de la fouille PT3 fait 6x5 mètres, sa profondeur est de 1.8 mètres. Le mur principal de l'habitation se situe dans la partie centrale de la fouille et a une largeur de 2.5 à 3 mètres (Fig. III-14a, b). La partie extérieure de l'habitation se situe à l'Est du mur. La fouille PT3 a été très riche en information, ce qui a servi de base pour la datation de la cité de Gekhakar.

L'excavation de la partie extérieure de l'habitation (à l'Est du mur) a révélé deux périodes principales du fonctionnement de la cité. Le premier niveau c'est le niveau inférieur qui contient de la cendre sur une épaisseur de 45 centimètres (la couche 6 sur Fig. III-14b). Le niveau supérieur comprend une superstructure de pierres disposée directement sur le premier niveau et qui correspond à la deuxième période (Fig. III-14b,c). On observe une « discordance » de maçonnerie du mur. Les pierres indiquées par les flèches sur la figure III-15a sont posées dans les fondations du mur. Mais, ils sont petits en comparaison avec d'autres pierres disposées sur les mêmes niveaux (Fig. III-15a). En plus, ils forjettent (Avancées par rapport de la surface générale du mur) de la surface du mur (Fig. III-15a). Tel situation peut se former soit pendant une secousse sismique forte, soit par la restauration du mur détruit à cause du séisme fort.



Figure III - 13 : La fouille PT2 qui se situe au centre de la cité de Gekhakar.



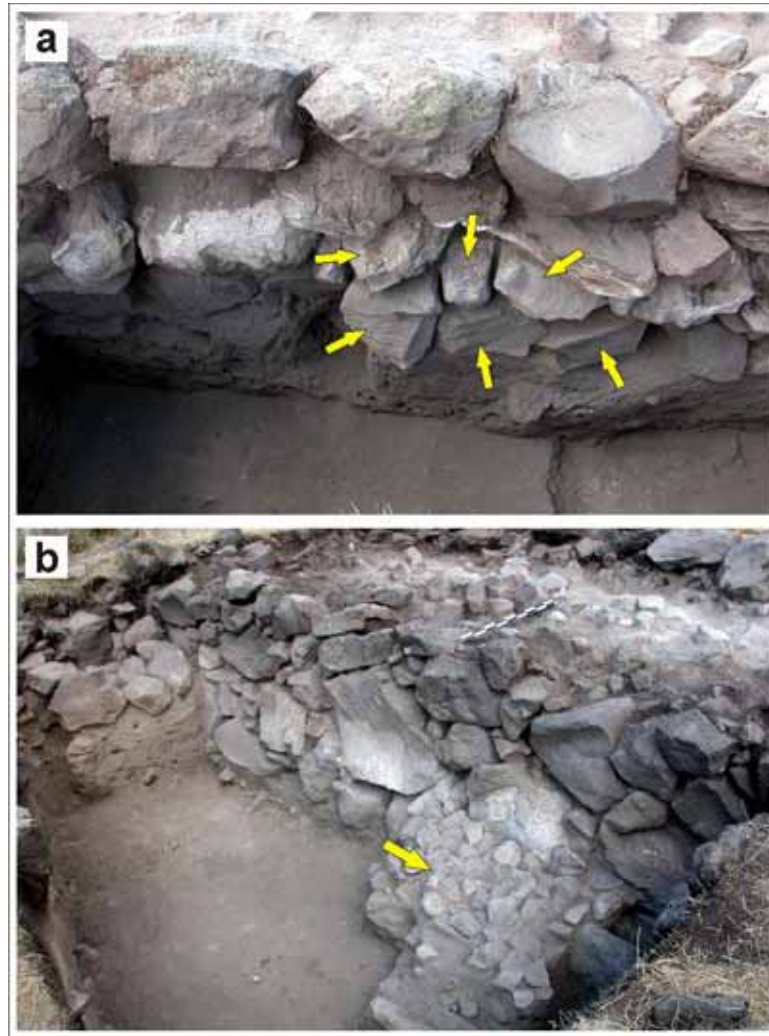


Figure III - 15 : *Les déformations supposées du mur de l'habitation de la fouille PT3.*

L'excavation de la partie intérieure de l'habitation (à l'Ouest du mur) un amas des pierres a été découvert (Fig. III-14d; Fig. III-15b). Il se dispose au-dessus des couches archéologiques 6 et 7 correspondants à la première période du fonctionnement de la cité de Gekhakar et il est couvert par les couches archéologiques 5, 4 et 3 correspondants à la deuxième période de fonctionnement (Fig. III-14 b,c). Une question se pose: que représente cet amas? C'est un éboulement formé à cause de destruction du mur, ou c'est un objet artificiel construit par les hommes?

En analysant la situation découverte dans la fouille PT3 avec toute l'information obtenue de la cité de Gekhakar (ruines des murs, menhirs renversés, le mur de citadelle déplacé, le mur écroulé dans la fouille PT1) on peut supposer que les déformations du mur de l'habitation dans la fouille PT3 ont une origine sismique.

III-2.3.3. Analyse des datations C¹⁴

Comme nous l'avons déjà mentionné, onze échantillons ont été prélevés dans les trois fouilles de la cité de Gekhakar, et ils ont été datés par la méthode C¹⁴. Leurs positions sont indiquées sur les figures III-12b, Fig. III-13, Fig. III-14b. Dans le Tableau III-1 sont présentés les détails des datations.

Le rapport de calibrage des datations et les courbes de calibrage sont présentés dans l'Anexe-2. La liste des datations des onze échantillons est présentée sur la figure III-16. Examinons ces données.

Tableau III-1: *Datations C¹⁴ des charbons de bois, des os et des paléosols.*

№	Provenience and number of samples	Numbre of Soil pit	Dated Material	Lab code	Date BP	Calibrated Date		Radiocarbon Laboratory
						σ1	σ2	
1	Gk.PT1a.2.1	PT1	bone	AA-66900	3394 ± 54	1755-1616 B.C.	1782-1601 B.C.	University of Arizona AMS facility
2*	Gk.PT1a.4.1	PT1	bone	AA-66902	2962 ± 56	1272-1113 B.C.	1321-1013 B.C.	University of Arizona AMS facility
3	04.01	PT1	paleosol	GIN-13517	1650 ± 40	338-434 A.D.	323-535 A.D.	Institute of Geology of Russian Academy of Sciences (Moscow)
4*	04.02	PT1	paleosol	GIN-13518	4930 ± 40	3715-3654 B.C.	3786-3645 B.C.	Institute of Geology of Russian Academy of Sciences (Moscow)
5	04.03	PT1	paleosol	GIN-13519	3550 ± 100	1984-1751 B.C.	2145-1633 B.C.	Institute of Geology of Russian Academy of Sciences (Moscow)
6*	PT-1a Δ4	PT1	charcoal	LY-13647	3175 ± 40	1494-1418 B.C.	1526-1386 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
				—	—	—	—	Institute of Geology of Russian Academy of Sciences (Moscow)
7*	PT-1a' Δ4	PT1	charcoal	LY-13648	3160 ± 40	1462-1408 B.C.	1516-1377 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
				—	—	—	—	Institute of Geology of Russian Academy of Sciences (Moscow)
8	No.1, PT-2	PT2	charcoal	Bln-5713	3497 ± 38	1882-1771 B.C.	1923-1737 B.C.	German Archaeological Institute (Berlin)
9	Gk.PT3.6.1	PT3	bone	AA-66899	3325 ± 54	1666-1530 B.C.	1742-1496 B.C.	University of Arizona AMS facility
10	No.3, PT-3	PT3	charcoal	Bln-5834	3661 ± 36	2131-1974 B.C.	2141-1937 B.C.	German Archaeological Institute (Berlin)
11	No.4, PT-3	PT3	charcoal	Bln-5835	3466 ± 45	1878-1739 B.C.	1911-1682 B.C.	German Archaeological Institute (Berlin)

Commençons par la fouille située plus à l'Ouest – PT2. L'échantillonnage est effectué dans le niveau inférieur de la fouille (Fig. III-13). L'échantillon est représenté par des morceaux de charbon de bois. La datation a été effectuée à l'Institut de l'Archéologie en Allemagne et porte le code *Bln-5713* (Tableau III-1). La date obtenue est 1882-1771 ans B.C. qui correspond à l'époque du bronze moyen (l'époque de bronze moyen – 2200-1500 ans B.C.; Tableau III-3) (Fig. III-13; Tableau III-1; Anexe-2).

Trois échantillons ont été prélevés dans la fouille PT3 (Fig. III-14b). Deux échantillons de charbon de bois ont été datés à l'Institut de l'Archéologie en Allemagne avec les codes *Bln-5834* et *Bln-5835* (Tableau III-1). Le troisième échantillon - un fragment d'os a été daté à

l'Université de l'Arizona sous le code *AA-66899* (Tableau III-1). Les dates obtenues correspondent à l'époque du bronze moyen. La position stratigraphique des échantillons correspond bien avec les dates obtenues (Fig. III-14b).

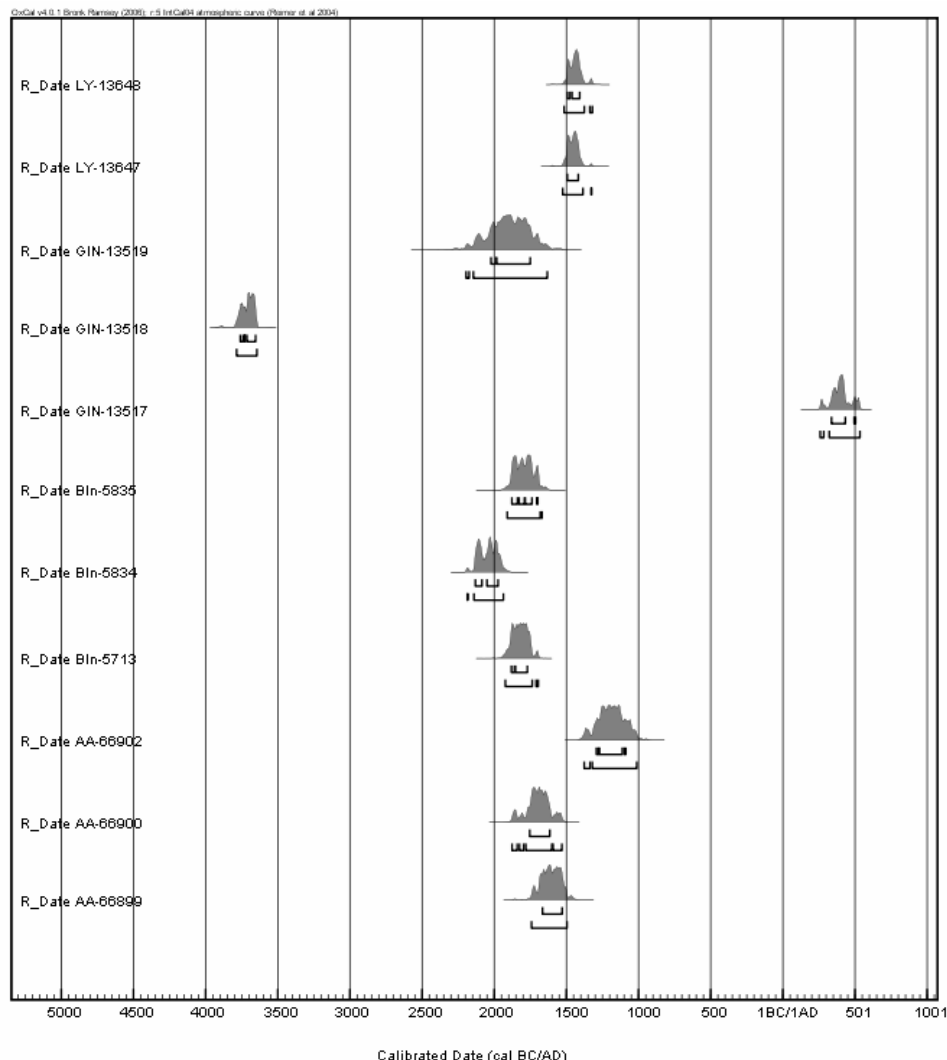


Figure III - 16 : La liste des datations radiocarbone des échantillons prélevés de la cité de Gekhakar.

Il faut remarquer que les trois datations examinées jusqu'à maintenant proviennent de couches archéologiques. La date la plus ancienne (2131-1974 ans B.C.) appartient à la première couche archéologique, et la date la plus jeune (1666-1530 ans B.C.) appartient à la dernière couche archéologique (Fig. III-14b). Donc, ces deux dates encadrent toutes les couches archéologiques présentes ainsi que probablement toute l'étendue de la période de fonctionnement de la cité de Gekhakar.

Sept échantillons prélevés dans la fouille PT1 sont représentés par du paléosol, des fragments de charbon de bois et des os (Fig. III-12b). Ici, on observe une situation plus compliquée. On commence par la datation la plus ancienne. C'est l'échantillon de paléosol daté à l'Institut de Géologie de l'Académie des Sciences de Russie sous le code *GIN-13518*

qui a donné un âge 3715-3654 ans B.C. Du point de vue de stratigraphie cet échantillon était disposé beaucoup plus haut que les couches archéologiques présentes; âge qui jusqu'à maintenant a varié dans la limite de l'époque du bronze moyen (2051 B.C. – 1530 B.C., voir les fouilles PT2, PT3). La datation archéologique de la cité de Gekhakar (voir ci-dessous, sous-chapitre III-2.3.4.) a aussi estimé un période au bronze moine (2200 B.C.- 1500 B.C.). Donc, la date *GIN-13518* échantillonné de la couche plus récente s'est avérée de 1700 ans plus âgés que la couche la plus ancienne (Fig. III-12b; Fig. III-16; Tableau III-1). On exclut la possibilité d'inversion des couches, car le mur d'où le bloc de sols pouvait tomber a aussi l'âge du bronze moine (Fig. III-12). Tous ces faits permettent de mettre en doute la validité de la datation *GIN-13518*. Donc, nous ne la prendrons pas en compte par la suite.

L'échantillon *GIN-13517* a été daté à l'Institut de Géologie de l'Académie des Sciences de Russie (Fig. III-12b; Fig. III-16; Tableau III-1). La matière datée est du paléosol. La date obtenue correspond à 338-434 ans AD. La disposition de cet échantillon est la plus proche de la surface (profondeur du gisement est 40 cm de la surface de jour). Il a été prélevé du couche de paléosol situé directement sous la couche biologique active (Fig. III-12b). Donc la date obtenue est entièrement logique et utilisable.

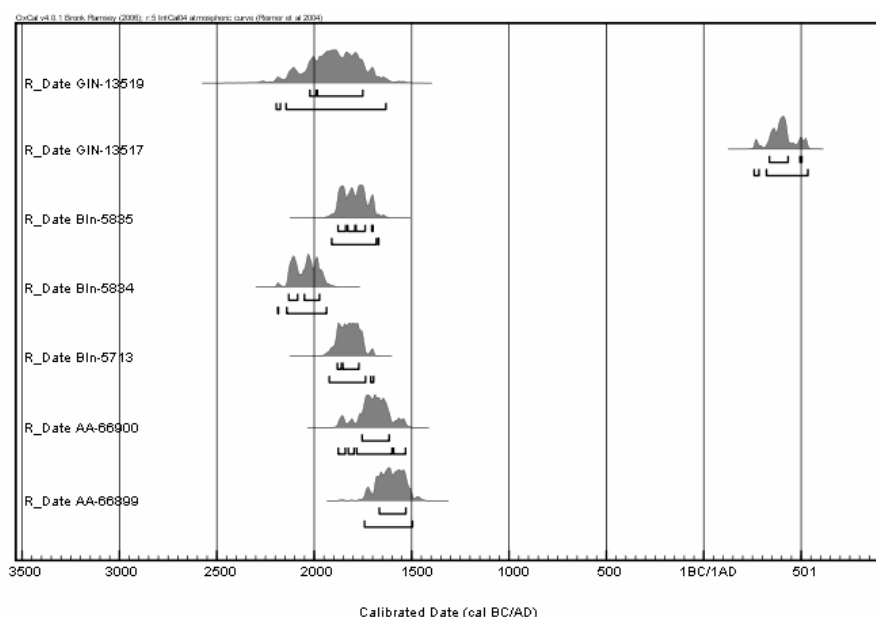


Figure III - 17 : La liste des datations de radiocarbonate fiables qui sont utilisées dans l'analyse actuelle

Puisque le coin colluvial inférieur déjà trouvé dans le fouille PT1 n'a pas été recouvert par les couches archéologiques (Fig. III-11; Fig. III-12), on peut supposer qu'après sa destruction, l'habitation mentionnée a arrêté fonctionner. Mais, un os a été découvert directement au-dessus des pierres du coin colluvial inférieur. C'est un témoignage direct de l'activité humain. Cet os a été daté à l'Université de l'Arizona avec un code du laboratoire *AA-66900* (Fig. III-12b Fig. III-16; Tableau III-1). La date obtenue correspond à 1755-1616 ans B.C.

Nous avons déjà un intervalle préliminaire de l'occupation de la cité de Gekhakar (de 2131-1974 ans B.C. à 1666-1530 ans B.C., voir ci-dessus). La date de l'os (1755-1616 ans

B.C.) se trouve dans cet intervalle. Donc, on peut supposer qu'après la destruction, l'habitation mentionnée n'a pas encore été utilisée, mais la cité de Gekhakar a continué à fonctionner. Donc la date de l'échantillon *AA-66900* est pleinement acceptable (Fig. III-12b).

Quatre échantillons encor ont été prélevés dans les couches archéologiques situées sous le coin colluvial inférieur de la fouille PT1 (Fig. III-12b). Ce sont les échantillons *AA-66902*, *LY-13647*, *LY-13648*, *GIN-13519*. Les détails sont présentés dans le Tableau III-1. Dans la recherche actuelle nous avons utilisé seulement la date de l'échantillon *GIN-13519* qui a été prélevé en 2004. Du point de vue stratigraphique, elle s'accorde assez bien avec les datations *AA-66900* et *GIN-13517* qui sont considérées comme correctes et avec l'intervalle hypothétique de l'occupation de la cité de Gekhakar (de 2131-1974 ans B.C. à 1666-1530 ans B.C., voir ci-dessus).

Les dates des échantillons *AA-66902*, *LY-13647*, *LY-13648* sont récentes par comparaison aux datations déjà acceptées (*Bln-5835*, *AA-66899*, *Bln-5834*, *Bln-5713*, *GIN-13519*, *AA-66900*) (Tableau III-1; Fig. III-12b). Nous pensons qu'ici il y a une erreur de l'échantillonnage. Comme nous l'avons déjà signalé, l'excavation de la fouille PT1 a commencé à 2004. Le prélèvement des échantillons *AA-66902*, *LY-13647*, *LY-13648* a été fait à 2005 directement à la surface du fond de la fouille PT1. Donc, pendant une année la fouille a resté ouverte et les processus biochimiques ayant lieu durant toute l'année, un mélange du sol ont pu rajeunir artificiellement les datations des échantillons. Pour ces raisons, nous sommes obligés de rejeter ces dates.

Ainsi donc, nous avons sélectionné 7 dates sur 11 qui sont fiables et qui peuvent donc être utilisés dans l'analyse. Ils sont présentés sur la figure III-17. En retenant ces dates on peut supposer que la cité de Gekhakar a fonctionné durant toute la période du bronze moyen (2200-1500 ans B.C.).

III-2.3.4. Les résultats de l'expertise archéologique

(faite par les archéologues *R. Badalyan*^{*} et *A. Harutyunyan*^{*}).

Les études archéologiques de la cité ont été menées en 2004 – 2005. Trois fouilles ont été effectuées: PT-1 – à l'extrémité ouest de la cité avec une surface de 4 x 3 mètres; PT-2 et PT-3 – au centre de la cité avec des surfaces de 2 x 2 mètres et de 6 x 5 mètres respectivement (Fig. III-8b). Deux niveaux d'habitation ont été trouvés: le niveau inférieur est composé de cendre d'une épaisseur de 45 centimètres (Fig. III-14c); le niveau supérieur est composé d'un niveau de pierres d'une épaisseur de 1.2 mètres.

2189 fragments de céramique ont été retrouvés durant des deux saisons de fouilles à la cité de Gekhakar, dont une grande partie (1826 fragments soit 83.4%) est inutilisable à cause de la fragmentation excessive et d'usure des surfaces. Néanmoins, parmi les matériaux disponibles on distingue parfaitement les échantillons relatifs à l'époque du bronze moyen (324 fragments – 14.8% du nombre total), à l'époque de fer (21 fragments – 1% du nombre total), et au moyen âge (18 fragments – 0.8% du nombre total).

La chronologie des périodes archéologiques de la zone du plateau arménienne fournie par Avetisyan et al. (1996) est présentée sur le Tableau III-2. Les cultures archéologiques correspondant à l'époque du bronze moyen sont présentées sur le Tableau III-

^{*} Institut d'Archéologie et Ethnographie de l'Académie Nationale de Sciences de l'Arménie

3 (Avetisyan, 2003). L'appartenance des céramiques retrouvées à tel ou tel intervalle temporel est attribuée en conformité avec ces tableaux (Tableau III-2; Tableau III-3).

Tableau III-2: La chronologie des périodes archéologiques de la zone du plateau arménienne fournie par Avetisyan et al. (1996)

YEARS B.C.	PERIODIZATION		HORIZON STYLE	KEY SITES
500	Middle Iron Age	Post-Urartian / Achaemenid	Achaemenid	Erebuni, Armavir
600		Urartu	Urartu	Erebuni, Karmir-Blur, Oshakan, Aramus, Argishtihinili
700				
800	Early Iron Age	Early Iron II	Lchashen-Metsamor Culture	Horom, Elar, Keti, Metsamor,
900		Early Iron I		Artik (group 3) Dvin (burnt level)
1000				
1100	Late Bronze Age	Late Bronze III		Lchashen, Horom, Aparan, Gegharot, Metsamor, Artik (groups 1-2) Karashamb, Lori-Berd
1200		Late Bronze II		
1300		Late Bronze I / Middle Bronze IV		Shamiram (burials), Gegharot, Aparan, Talin
1400	Middle Bronze Age	Middle Bronze III	Sevan/Uzerlik/Karmirberd/Karmirvank Complexes	Karmirberd, Lchashen, Horom, Uzerlik 2-3, Verin Naver
1500		Middle Bronze II	Trialeti-Vanadzor Culture	Karashamb (kurgan) Vanadzor (Kirovakan) Trialeti (groups 1-3) Lchashen (120-123) Lori-Berd Uzerlik 1
1600				
1700		Middle Bronze I	"Kurgan" Culture	Trialeti (early group) Berkaber (burials 1-2) Stepanakert, Maisian (4,5)
1800				
1900		Early Bronze IV	Kura-Araxes Culture	Shengavit (3-4) Garni, Dvin, Karnut, Harich
2000		Early Bronze III		
2100		Early Bronze II		Mokhrablur Shresh-blur Shengavit 2
2200				
2300		Early Bronze I		Djervesh (Kurgan 1) Harich (early phase) Keti (burials 1-6) Horom (C1 tomb)
2400				
2500	Early Bronze I			
2600				
2700	Early Bronze I			
2800				
2900	Early Bronze I			
3000				
3100	Early Bronze I			
3200				

Tableau III-3: La chronologie des cultures archéologiques à l'époque du bronze moyen.

Cultures	Middle Bronze Age (Years B.C.)							
	2200	2100	2000	1900	1800	1700	1600	1500
Trialeti-Vanadzor								
Sevan-Artsakh								
Sevan-Artsakh ₁								
Sevan-Artsakh ₂								
Karmir berd								

Ainsi, la plus grande partie des matériaux diagnostiqués (89%) correspond à l'époque du bronze moyen (2200-1500 ans B.C). Il contient les céramiques de deux catégories principales: noir lustré; et monochrome peint. Les tessons des deux types contiennent une grande quantité d'inclusions minérales (sable, et obsidiennes de 0.25-0.5 mm); l'argile est bien pétrie; la cuisson est moyenne. Les tessons de céramique sont couverts d'engobe et ils sont lustrés.

La céramique peinte couvert d'engobe de différentes teintes de couleur rouge avec des peintures de couleurs rouge-brunâtre, brun, gris foncé, et noir. Parmi les céramiques noires lustrées on peut distinguer des céramiques lustrées qui sont décorées par des ornements gravés et estampés.

Selon les indices typologiques et la chronologique, les catégories que nous avons mentionnées les céramiques de bronze moyen peuvent être classées en trois groupes:

1. La céramique de type de Trialeti-Vanadzor/Sevan-Artsakh daté de la fin du troisième millénaire B.C (Tableau III-3). Ce groupe comprend la céramique d'engobe rouge qui est peinte avec des lignes droites et ondulées verticales de couleur rouge-brunâtre et noir (3 et 4 sur Fig. III-18). La céramique gravée est présente ici avec des fragments de vases lustrés à la surface noire, brune, et grise. Elles ont des zones hachurées produites au moyen de poinçonnage (2 sur le Tableau III-4), ou par des égratignures après la cuisson (Fig. III-19).
2. La céramique de type de Sevan-Artsakh₁ daté de XIX – XVIII siècles B.C (Tableau III-3). La céramique peinte de ce groupe est décorée par les lignes parallèles - horizontales, en zigzags, ou ondulés de couleurs grise foncée, rouge-brunâtre, rouge pâle déposées sur un fond rouge (1, 2, 5 et 7 sur Fig. III-18). Les céramiques noir lustré et grise lustré sont ornementé par des hachures, des pointillés ou bien par des épines formants des zones horizontales et obliques (1 et 4 sur Fig. III-20; 4, 5, 13 sur le Tableau III-4; 1, 4, 7, 10 sur le Tableau III-5).
3. La céramique de type de Sevan-Artsakh₂ daté de XVI – XV siècles B.C. (Tableau III-3). Ce groupe correspond à des fragments de céramique avec une surface unie bien lustré et brillante de couleur noire sur les quelles l'ornementation à la forme d'arcs réalisés par estampe (2 et 3 sur Fig. III-20)

Parmi les tessons indescritibles on peut mettre à part les fragments d'ustensiles bruts de cuisine en argile mal pétrie contenant les inclusions minérales en grande quantité (le sable, les obsidiennes de 0.25-0.5 mm à 1-2 mm et plus). La surface des fragments est inégale et rugueuse. On peut apercevoir fréquemment des traces de doigts ou des traces de

l'aplanissement par les herbes. Les tessons sont friables avec une cuisson de faible température. Il est difficile d'estimer les formes de récipients, quoique, il y a quelques fragments de la partie haute des pots avec les cintres arrondis ou avec les bords rabattus. La grande partie de céramiques indescriptibles a été retrouvée de la fouille PT2, de couches archéologiques où ont été retrouvées les fragments des vases de l'époque de Sevan-Artsakh (2200-1500 ans B.C; Tableau III-3). Donc, on peut supposer que les céramiques indescriptibles se réfèrent aussi à l'époque de Sevan-Artsakh (2200-1500 ans B.C).



Figure III - 18 : Céramiques découvertes pendant des excavations de la cité de Gekhakar:
 1, 2, 5, 7 – Céramiques de type Sevan-Artsakh₁ datées du XIX – XVIII siècles B.C.;
 3, 4, 6 – Céramiques de type Trialeti-Vanadzor/Sevan-Artsakh
 datées de la fin du troisième millénaire B.C.



Figure III - 19 : Céramiques découvertes pendant les excavations de la cité de Gekhakar de type Trialeti-Vanadzor/Sevan-Artsakh datées de la fin du troisième millénaire B.C.

Entre les tessons de céramiques indescriptibles on peut sélectionner un autre groupe de céramiques. Ce sont les céramiques denses monocouches avec une cuisson de température élevée. Elles ont les lignes parallèles qui probablement sont les traces de l'utilisation du tour de potier. Ces les céramiques ressemblant à la céramique de l'époque du fer (1100-500 ans B.C) dont quelques fragments descriptibles ont été trouvées dans la fouille PT1.

En conclusion, il faut noter que :

- Toute la céramique peinte de l'époque ancienne (Trialeti-Vanadzor, voir Tableau III-3) se concentre précisément dans le niveau inférieur du site archéologique (dans la cendre d'une épaisseur de 45 centimètres sous le mur de pierres de position Est PT-3) (Fig. III-14b,c). Dans ce niveau la céramique d'aucun autre groupe plus jeune n'ont pas été retrouvé.
- La céramique de deuxième groupe (Sevan-Artsakh; voir Tableau III-3) gît sur le plancher inférieur de la superstructure de pierre (Fig. III-14b,c).



Figure III - 20 : Céramiques découvertes pendant les excavations de la cité de Gekhakar:

1, 4 – Céramiques de type Sevan-Artsakh1 datées du XIX – XVIII siècles B.C.;

2,3 – Céramiques de type Sevan-Artsakh2 datées du XVI – XV siècles B.C.

Tableau III-4: Les esquisses des fragments de céramiques découverts dans la cité de Gékhakar.

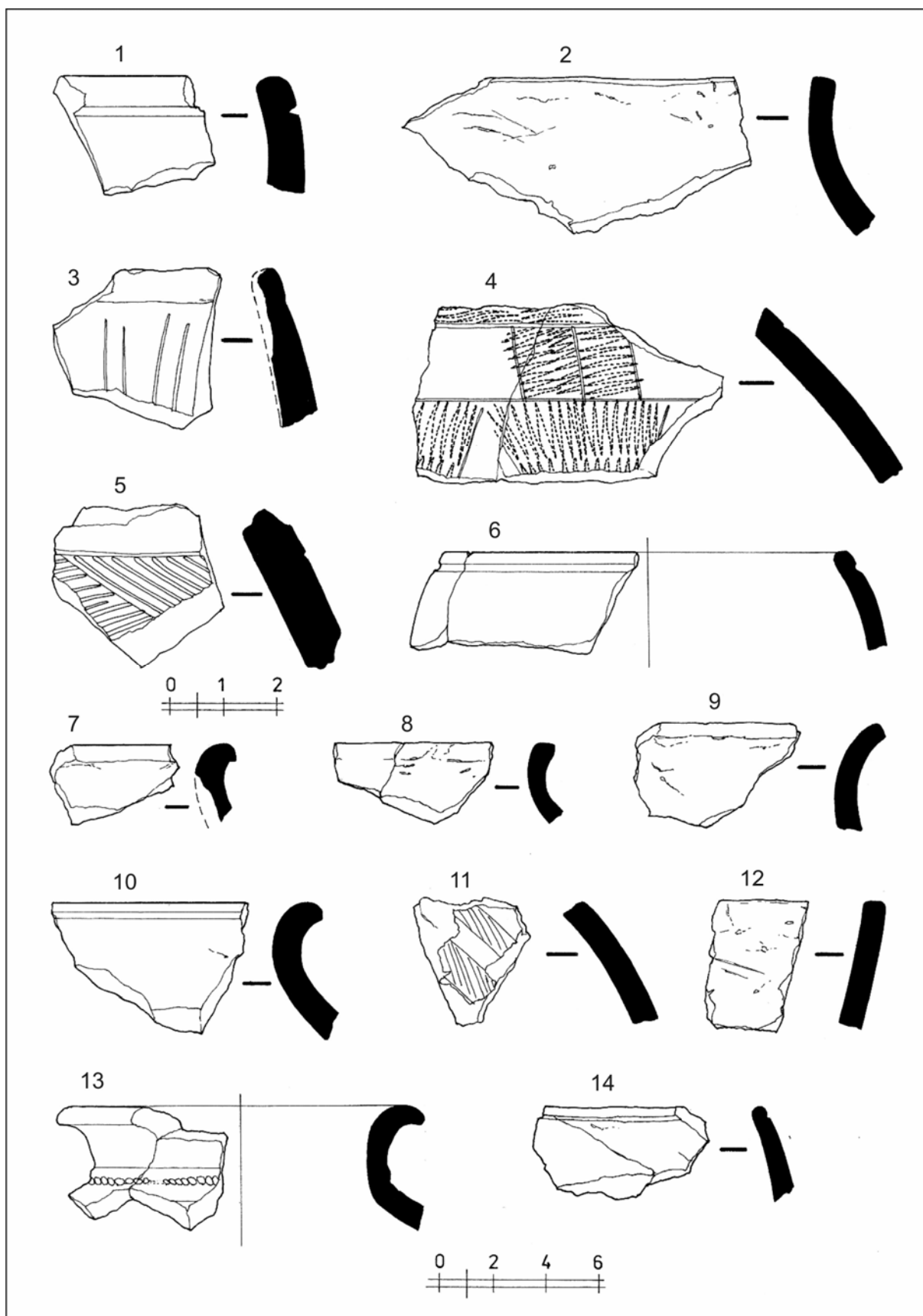
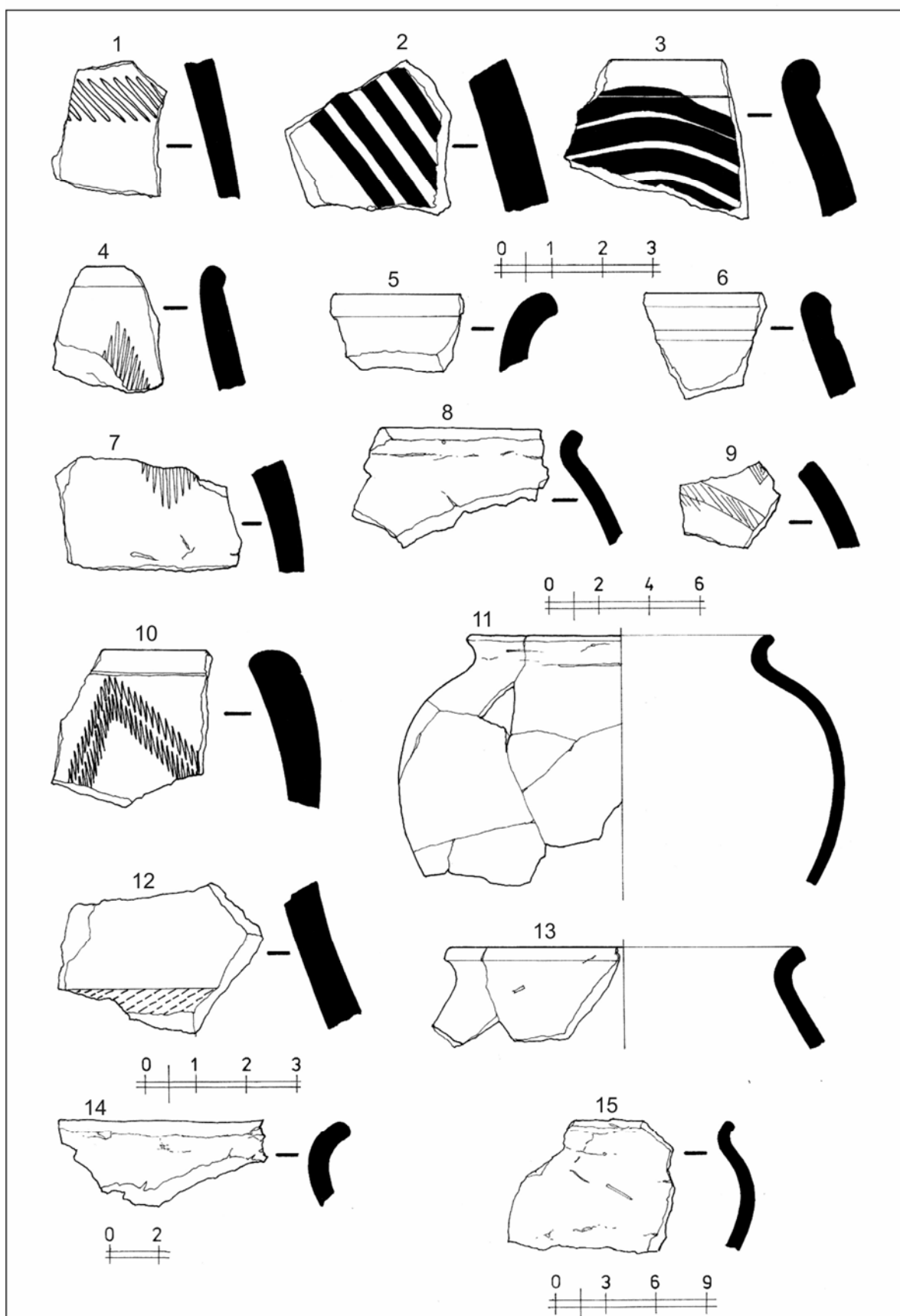


Tableau III-5: Les esquisses des fragments de céramiques découverts dans la cité de Gékhakar.



Il faut remarquer que les céramiques de deux groupes mentionnées ci-dessus sont en conformité avec la stratigraphie. La stratigraphie archéologique est en accord avec les datations radiocarbone présentées sur la figure III-17 (Annexe-2). La date C14 *Bln-5834* (2131-1974 ans B.C.) de l'échantillon prélevé dans la couche inférieure de la cendre à 45 centimètres est la plus ancienne parmi les dates et elle correspond à la culture de Trialeti-Vanadzor (2200-1500 ans B.C; Tableau III-3; Fig. III-17; Fig. III-14b,c). Les datations *Bln-5835* et *AA-66899* correspondent respectivement aux niveaux du plancher inférieur et du plancher supérieur de la superstructure de pierre. Les deux datations se trouvent dans le intervalle chronologique de la culture de Sevan-Artsakh (2200-1500 ans B.C; Tableau III-3; Fig. III-17; Fig. III-14b,c). En tout, six des sept datations existantes de Gekhakar forment un intervalle entre 2200/2150 à 1520/1490 ans B.C. qui détermine les limites chronologiques de l'époque de bronze moyen (Fig. III-17; Annexe-2). 89 % de céramique diagnostiquée appartient aussi à l'époque de bronze moyenne. De plus, l'analyse typologique des céramiques permet pratiquement d'avoir le spectre complet des groupes culturels qui ont existés successivement pendant toute l'époque du bronze moyen.

Tableau III-6: Les fragments des os animaux.

<i>Species</i>	<i>NISP</i>	<i>MNI</i>	<i>WEIGHT (g)</i>
Domesticates			
Bos taurus (cow)	46	7	1644,1
Bos taurus/primigenius	1	1	53,86
Ovis/Capra (sheep/goat)	78	19	422,2
Ovis aries (sheep)	1	1	51,03
Equus caballus (horse)	4	1	113,4
Equus (unident. species)	1	1	11,34
Sus scrofa domesticus (pig)	2	1	70,87
Canis familiaris (dog)	1	1	2,83
Subtotal	134	32	2369,63
Wild Species			
Meles meles (badger)?	1	1	2,83
Aves (Unident. bird species)	1	1	N/A
Marten foina	1	1	N/A
Subtotal	3	3	2,83
TOTAL IDENTIFIED	137	35	2372,46
Fragments			
Small Mammal	1		2,83
Medium Mammal	170		493,25
Large Mammal	57		773,92
Med or Lge Mammal	29		112,05
TOTAL Fragments	257		1382,05
Unidentified	121		238,12
TOTAL	515	35	3992,63

Durant des fouilles, de grandes quantités de fragments d'os d'animaux ont été découverts. Les résultats de l'identification des os sont présentés sur le Tableau III-6. La présence de cochon dans la liste des animaux atteste du mode de vie sédentaire des gens qui ont vécu ici.

Ainsi, le site étudié correspond à une occupation humaine ancienne comportant deux couches (niveaux) de l'âge de bronze moyen: la couche inférieure composée de cendre correspond à la culture de Trialeti-Vanadzor (2200-1500 ans B.C; Tableau III-3); la couche supérieure avec la superstructure de pierre correspondant à la culture de Sevan-Artsakh (2200-1500 ans B.C; Tableau III-3). Auparavant on estimait que l'époque de bronze moyen du Caucase méridional correspond à des cultures d'éleveurs demi-nomades. Mais, l'échelle et la monumentalité des superstructures de pierre de Gekhakar sont en contradiction avec cette idée.

III-2.3.5. Conclusions concernant de la cité de Gekhakar

Les analyses effectuées ci-dessus permettent tirer les conclusions suivantes:

- Sur la base des datations effectuées par la méthode C^{14} et l'analyse typologique des céramiques retrouvées on peut dire que la cité de Gekhakar est un site archéologique à deux niveaux qui se rapportent à l'époque du bronze moyen. Et avec cela, elle a fonctionné durant toute la période du bronze moyen (Fig. III-17 ; Tableau III-3).
- La cité de Gekhakar ne correspond pas la ville Behura décrite dans les publications précédentes (Philip, H. & Karakhanyan, A., 1999; Philip, H., et al, 2001;; Avagyan, A., 2001; Karakhanyan, A., et al, 2002; Karakhanyan, A., et al, 2004a; Trifonov, V. & Karakhanyan, A., 2004) à cause de la divergence chronologique. Par conséquent, la date du séisme déplaçant le mur de la citadelle, qui a été estimé conformément à manuscrit cunéiforme de «Khorkhor» (782-773 ans B.C.), est à rejeter.
- En considération de l'information totale (la proximité de la faille active, le mur de la citadelle déplacée de 1.8 mètres, les menhirs renversés) on peut conclure que les constructions de cité de Gekhakar ont subi une démolition à cause d'un fort tremblement de terre. En qualité de témoignages plus directs, on peut indiquer le mur écroulé découvert dans la fouille PT1 (Fig. III-11), le mur de citadelle déplacé (Fig. III-9), et les menhirs renversés. Les témoignages indirects sont les déformations du mur découvert dans la fouille PT3 (Fig. III-15).
- Nous supposons que le séisme a provoqué les destructions de la cité de Gekhakar et le séisme qui correspond au déplacement du mur de la citadelle sont le même séisme. La magnitude de ce séisme estimé à partir du mur de la citadelle déplacé est $M_w = 7.3$ (Philip, H., et al, 2001; Avagyan, A., 2001). Pour déterminer la date de ce séisme nous avons utilisé les datations de radiocarbone des échantillons *GIN-13519*, *AA-66900* prélevés de la fouille PT1 de dessous du mur écroulé et de dessus de mur écroulé (Fig. III-12; Tableau III-1). Conformément à notre estimation la date de ce séisme est 1984-1751 ans B.C. – 1755-1616 ans B.C.

III-2.4. Le secteur des lits des rivières déformées

Les traces des déformations de lits des rivières ont été découverts à de 3.5 kilomètres vers Sud-ouest du volcan Khonarasar, entre la cité de Gekhakar et le site des tombes anciennes (Le point 3 sur Fig. III-2). La colline déplacée par la faille de façon dextre a déformé le lit de rivière (A sur Fig. III-21). Les études détaillées des images aériennes en utilisant des logiciels GIS ont permis d'estimer le déplacement horizontal de ce dernier. Il est de 79 mètres (Fig. III-21).

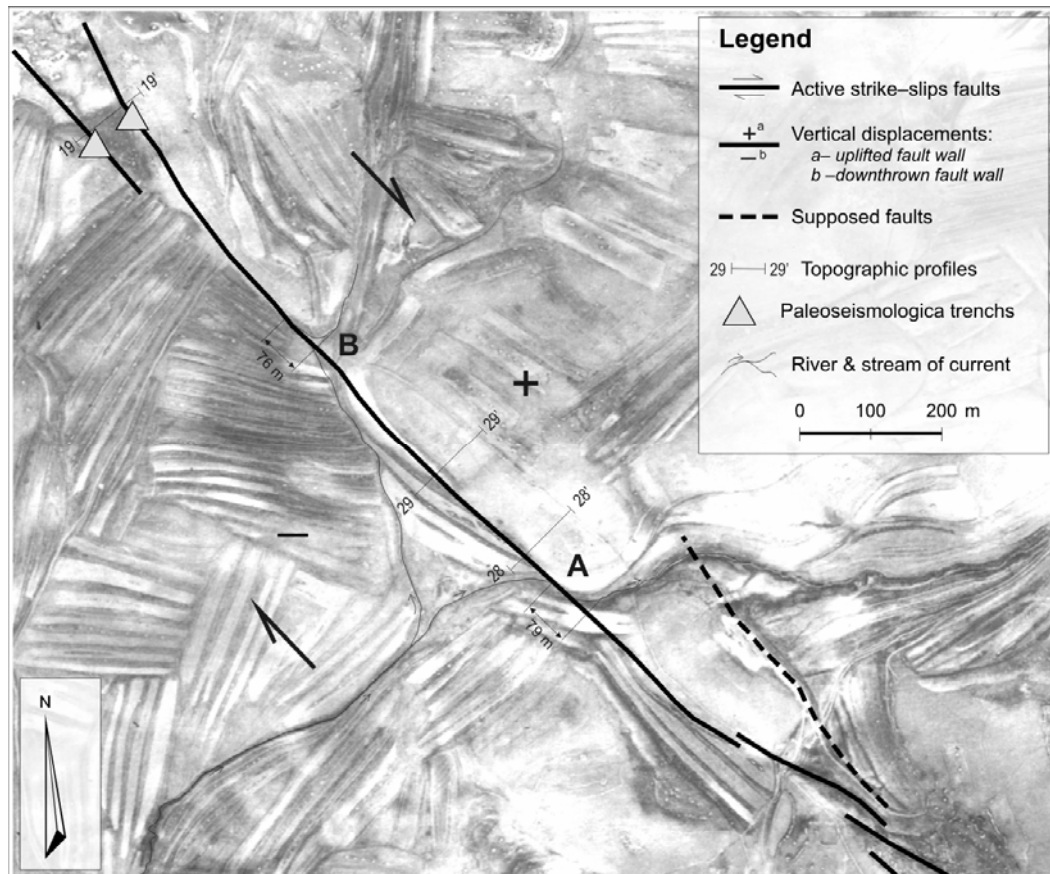


Figure III - 21 : Les lits des rivières déformés par la faille.

Pendant les études sur le terrain effectué en 2005, près du site précédent on a trouvé un autre lit de rivière déformé qui s'observe au point **B** sur la Fig. III-21. Ce site est resté inaperçu pendant longtemps car le lit de la rivière sur le compartiment Sud-ouest de la faille a été détruit totalement au cours de travaux agricoles importants. Le tracé naturel de cette rivière a été découvert sur les vieilles cartes soviétiques de l'échelle 1 : 25 000 (Fig. III-22b).

La topographie détaillée des reliefs de cet endroit été effectuée en été de 2005. En utilisant des logiciels GIS, le MNT avec une résolution de 2 mètres/pixel a été créé en partant des données obtenues. A partir de MNT ont été calculé le déplacement horizontal de lit de la rivière qui fait 76 mètres (Fig. III-22c).

Évidemment, il s'agit de déplacements cumulés, qui se sont produits à la suite de plusieurs séismes forts. Les deux lits des rivières déformés contournent la colline de NW et SE (Fig. III-21; Fig. III-22b). La distance horizontale entre eux est de 550 mètres (Fig. III-21).

Les valeurs des déplacements trouvées de ces deux lits sont équivalentes. Par conséquent, on peut dire que ces déplacements accumulés sont le résultat des mêmes séismes forts qui ont aussi déplacés la colline. Donc, le déplacement horizontal dextre cumulé de ce site a une valeur de 76-79 mètres.

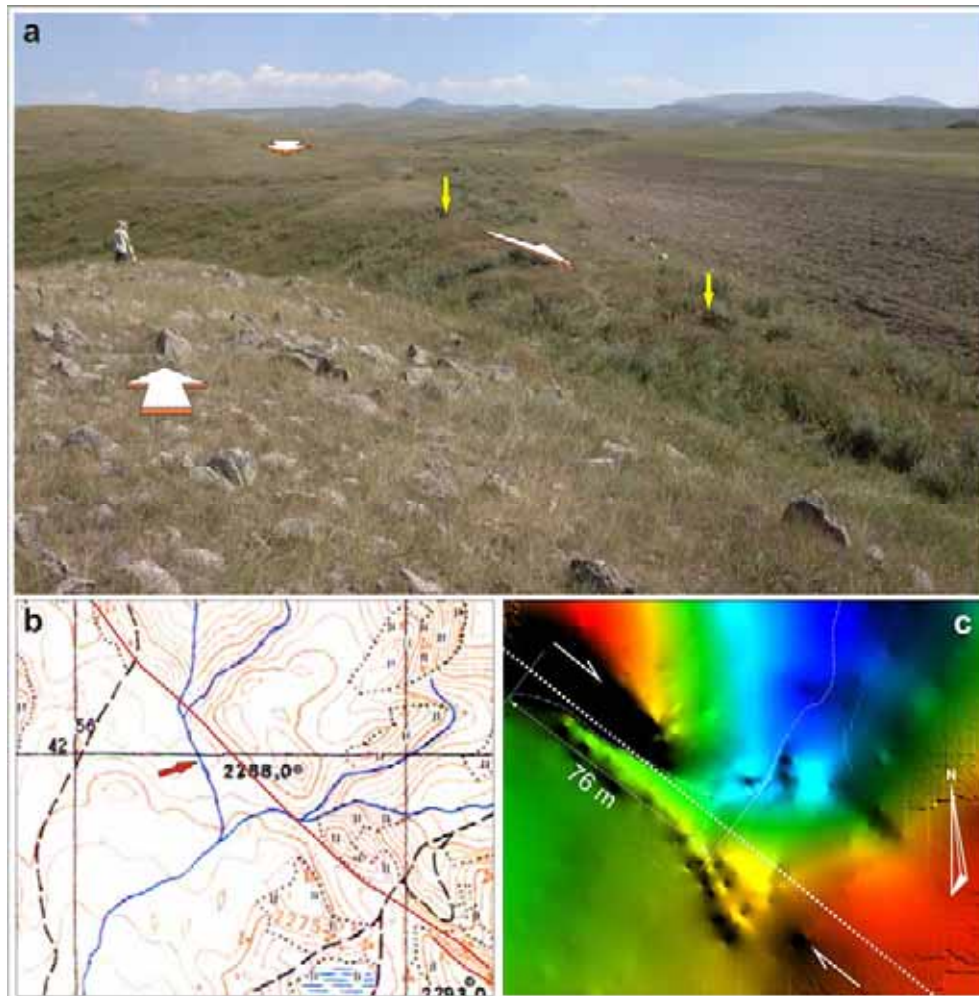


Figure III - 22 : Les lits des rivières déformés par la faille.

La hauteur des escarpements générés par une faille active recoupant une topographie sont très variables. Cette hauteur ne correspond pas obligatoirement au déplacement vertical cumulé **réel**, elle peut être très variable en fonction de la valeur des composantes horizontales et verticales du mouvement et de la topographie. Le modèle pour des failles de décrochements senestres sans composante verticale est présenté sur la Fig. III-23A. Sur la partie de 1–2, les vecteurs de déplacements horizontaux des failles (\vec{l}_1 et \vec{l}_2) s'intersectent avec la surface de pente de la colline (Fig. III-23A). Dans ce cas, l'amplitude verticale (H_E) de l'escarpement ne correspond pas à un déplacement vertical. Telle amplitude de la hauteur d'un escarpement ne peut donc pas être assimilée à l'amplitude verticale des déplacements cosismiques.

Sur la partie de 3–4, le même vecteur \vec{l}_2 disposé parallèlement à la surface de la pente de la colline (Fig. III-23A) le déplacement horizontal associé au séisme correspond à

aucune perturbation du relief (le surface 3–4 sur Fig. III-23A). Telle situation corresponde au caractère de déformation.

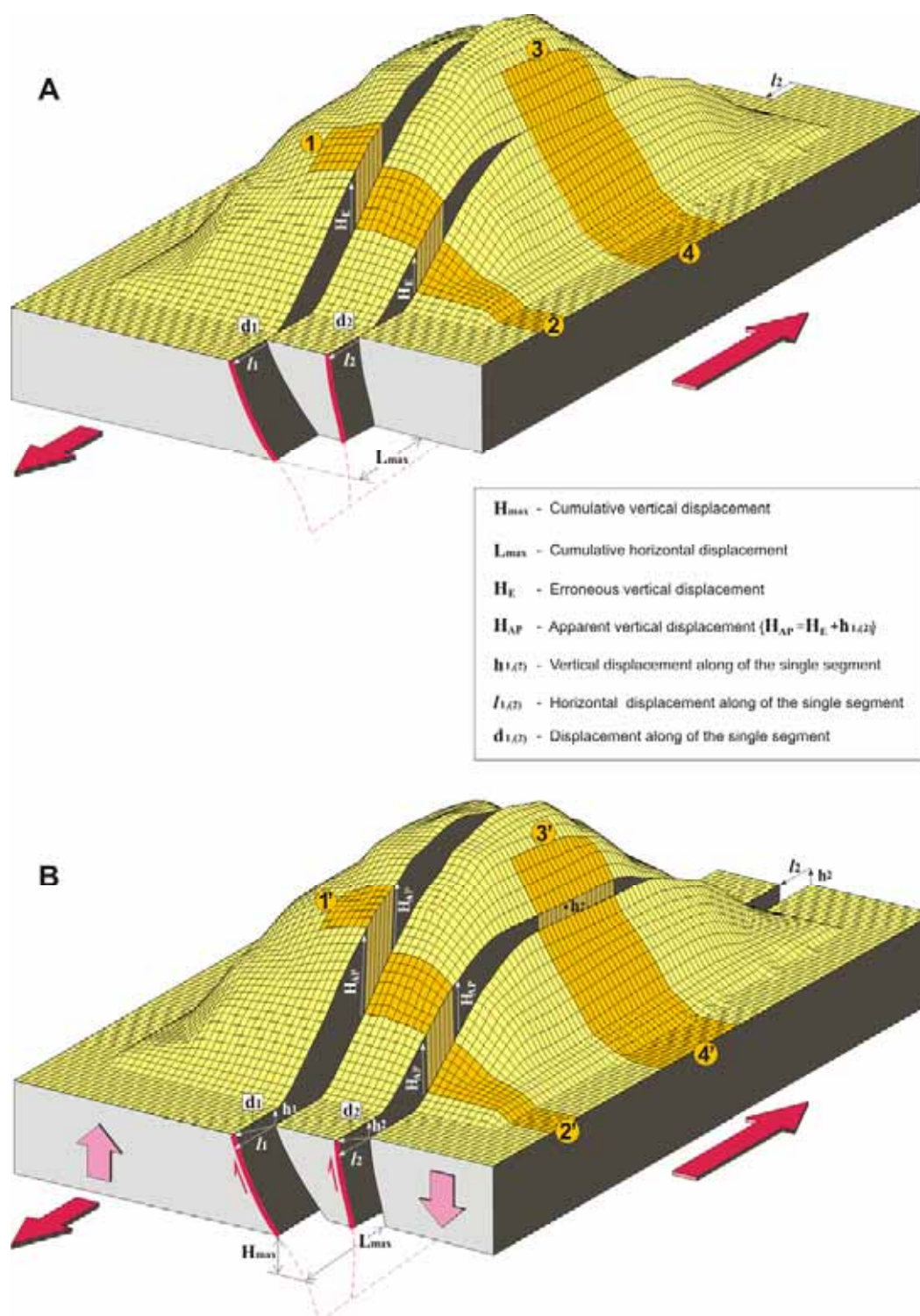


Figure III - 23 : La modèle des déformations des failles de décrochements senestres: A - sans composante verticale; B - avec composante verticale.

Maintenant, considérons une autre cinématique. La colline est recoupée et déplacée par des failles de décrochements senestres qui ont des composantes verticales (Fig. III-23B). Les déplacements horizontaux par les failles sont I_1 et I_2 . Les déplacements verticaux sont h_1 et h_2 . Sur la partie de 1'-2' les vecteurs de déplacements horizontaux des failles (\vec{l}_1 et \vec{l}_2) s'intersectent avec la surface de pente de colline (Fig. III-23B). La présence de composantes verticales associées avec des déplacements horizontaux provoque la formation de déplacements verticaux apparents (H_{AP}) (Fig. III-23B). L'amplitude verticale apparente se présente comme la somme des amplitudes verticales réelles (h_N ou $N = 1, 2, 3 \dots$) avec les amplitudes verticales erronée (H_E) ($H_{AP} = h_N + H_E$). Les amplitudes verticales apparentes ne peuvent donc pas être utilisées comme les amplitudes de déplacements verticaux réels du séisme.

Sur la partie de 3'-4' le vecteurs de déplacement horizontale des failles \vec{l}_2 est disposé parallèlement par rapport à la surface de pente de colline (Fig. III-23B). Mais ici à la différence de la partie 3-4 (Fig. III-23A) il existe un ressaut vertical sur la surface 3'-4' (Fig. III-23B). Ça se produit à cause de l'existence de la composante verticale de déplacement. L'amplitude du ressaut sur la surface 3'-4' reflète la valeur de déplacement verticale h_2 du segment mentionné.

En partant des modèles considérés, on peut faire la conclusion suivant pour les failles de décrochements:

Lorsqu'une faille active recoupe un relief, si la surface de la pente est parallèle aux vecteurs de déplacements horizontaux alors dans ce cas, le ressaut vertical mesuré sur cette surface correspond à la composante verticale réelle du déplacement. En cas d'intersection du vecteur de déplacement horizontal avec la surface, soit les amplitudes verticales sont apparentes, soit les amplitudes verticales sont erronées.

En considérant les conclusions que nous avons tirées, retournons à notre site et essayons estimer les déplacements verticaux.

La colline étudiée est allongée parallèlement à la faille. Sur ses extrémités opposées (NW et SE) le même déplacement horizontal s'observe (76-79 mètres). La trace de la faille est parallèle à la pente SW de la colline, le vecteur de la composante horizontale de déplacement est donc parallèle à pente (Fig. III-21; Fig. III-22b; Fig. III-24). Alors, notre cas convient à la première partie de la formulation (ci-dessus). Alors, pour estimer les amplitudes verticales, deux profils topographiques (*Prof. 28-28'* et *Prof. 29-29'*) perpendiculaires aux escarpements de la faille ont été tracées sur la pente Sud-ouest de la colline (Fig. III-21; Annexe 3). La mesure des escarpements sur les profils a été effectuée conformément à la méthode de mesure des escarpements de faille normale (McCalpin, 1996). L'amplitude verticale totale des escarpements est de 2.2 à 2.4 mètres (Annexe 3, *Prof. 28-28'*; *Prof. 29-29'*).

Un nouveau profil a été mesuré en travers de la colline voisine qui se trouve plus au Nord-ouest (Fig. III-21; Annexe 3, *Prof. 19-19'*). Sur cet endroit, on observe un relai de deux segments (Fig. III-21). L'escarpement Nord-est est visible sur le *Profile 19-19'* (Annexe 3), il est la continuation du segment qui a déplacé le lit des rivières (Fig. III-21). L'amplitude verticale de l'escarpement est de 2.3 mètres.

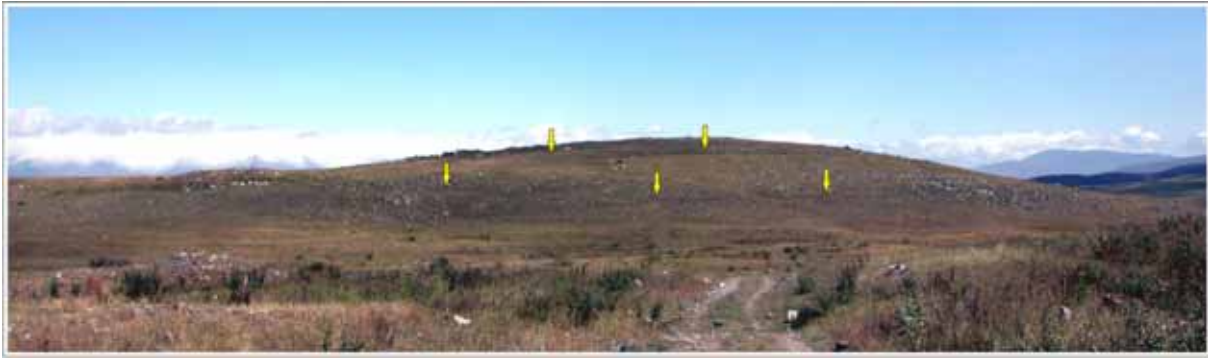


Figure III - 24 : *L'escarpement du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Suynik.*

En conclusion on peut dire que sur ce site-là, le déplacement cumulé dextre est de 76-79 mètres avec une composante verticale faible de 2,2 à 2,4 mètres (la composante verticale observée est égale à la composante verticale cumulée réelle (voir la formulation ci-dessus)). Le coefficient de corrélation entre les déplacements verticaux et horizontaux est

$$\text{de: } K = \frac{H_{\max}}{L_{\max}} = \frac{1}{34}.$$

III-2.5. Complexe des inhumations anciennes

Sur une distance de 6 km vers le Sud-ouest du volcan de Khonarasar, ont été découverte un complexe d'inhumations anciennes (Le point 2 sur Fig. III-2). Ce complexe comporte des tombes raccordées par des murs. La colline sur laquelle les tombes sont disposées est recoupée par la faille (Fig. III-25). En 2003-2005, une équipe de recherche avec la participation de V. Davtyan^{2,3}, A. Karakhanyan¹, A. Avagyan³, H. Philip², R. Badalyan⁵, M. Avanesyan³, B. Helly⁶, A. Harutunyan⁵, O. Barge⁶, V. Trifonov⁴, H. Shlepchyan¹, A. Rideaud⁶, C. Oberlin⁶ a réalisé une étude multidisciplinaire détaillée de cette dernière.

Dans ce site nous avons réalisé cinq tranchées paléosismologiques. Treize échantillons de sol ont été prélevés et ont été datés par la méthode C14 à l'université Claude Bernard Lyon¹ (Lyon).

La topographie détaillée du relief a été effectuée, en utilisant la station totale et le GPS. Cela nous a permis de créer un MNT (Modèle Numérique de Terrain) précis de ce site, qui est utilisé par la suite pour les différents calculs. Nous avons utilisé un cerf-volant pour prendre des photos aériennes de détail du secteur. Des images aériennes classiques du territoire ont été également étudiées.

Des excavations archéologiques et l'examen méticuleux des artefacts trouvés ont permis déterminer l'âge de l'une des tombes. Cet âge nous a été utilisé pour dater des archéoséismes.

¹ «Georisk» Société des recherches scientifiques

² Université Montpellier II

³ Institut des Sciences Géologiques de l'Académie Nationale de Sciences de l'Arménie

⁴ Institut des Sciences Géologiques de l'Académie de Sciences de la Russie

⁵ Institut d'Archéologie et Ethnographie de l'Académie Nationale de Sciences de l'Arménie

⁶ Maison d'Orient et de la Méditerranée

Le traitement des données topographiques a été effectué avec les logiciels GIS en utilisant des méthodes de modélisation 3D et de remote sensing.

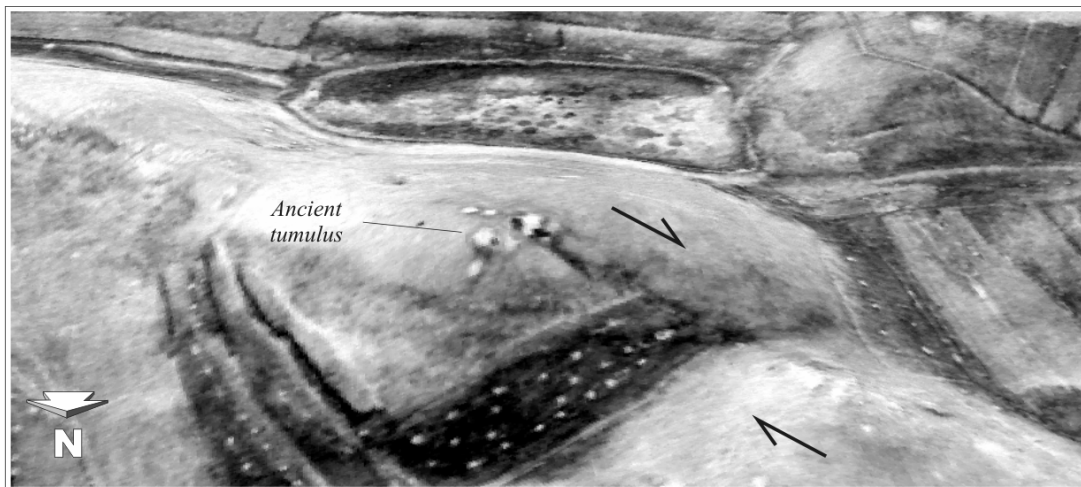


Figure III - 25 : 3D modèle de la colline déplacée par le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Suynik sur laquelle se trouve un complexe d'inhumations ancien.

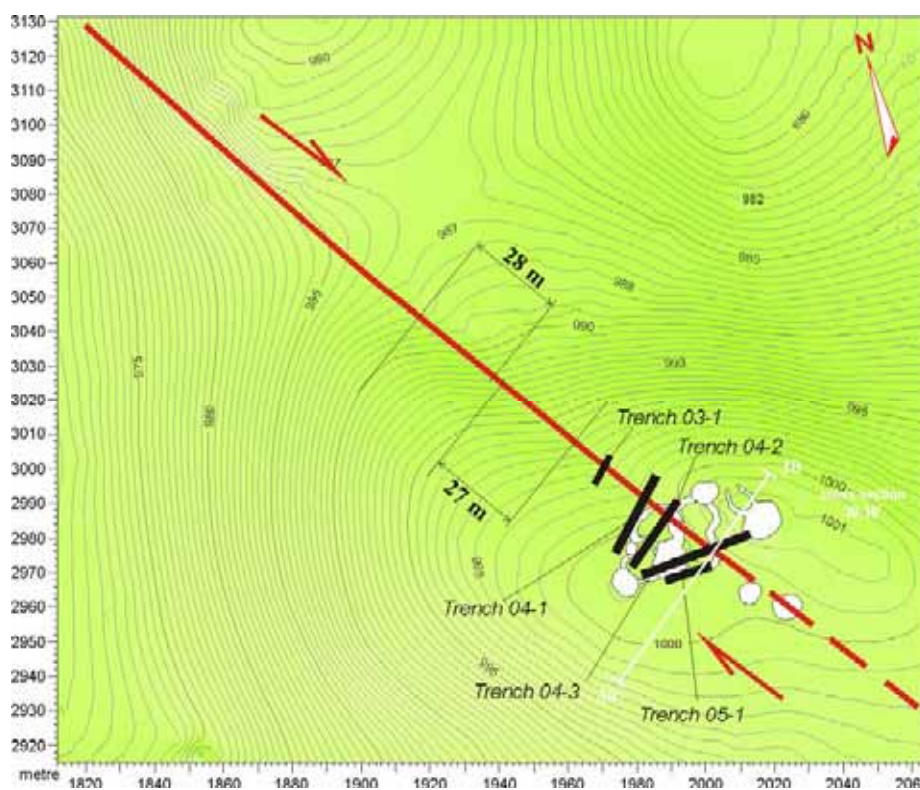


Figure III - 26 : Modèle Numérique de Terrain (MNT) d'une résolution 1 pixel = 0.5 mètres du site du complexe d'inhumations anciennes, sur laquelle on peut voir la disposition des tranchées.

III-2.5.1. L'étude topographique du site des tombes

L'année 2004-2005 nous avons réalisé la topographie détaillée du relief de la colline d'étudiée et des territoires adjacents sur une surface totale de 21 hectares. Pour cela nous avons utilisé la station totale et le GPS cinématiques. En même temps nous avons effectué la cartographie des objets archéologiques. En utilisant les données de topographie nous avons créé un MNT de ce site avec une résolution 1 pixel = 0.5 mètres (Fig. III-26).

Le MNT créé nous a permis estimer le déplacement total horizontal de la colline. Il est égal 27-28 mètres dans le sens dextre (Fig. III-26).

Les figures III-25 et III-26 montrent que la faille passe à travers la zone où se trouvent les tombes. A une distance de 3.5 km de ce site se situe la cité ancienne de Gekhakar où les indices d'un séisme fort ont été trouvés (sous-chapitre III-2.3.; Fig. III-2). Il est donc probable, que le séisme ait affecté la zone des anciennes inhumations.

Aucun signe de déformations des tombes ou des murs n'ont pas été découverts pendant l'étude de terrain. En utilisant un cerf-volant sur laquelle a été fixé un appareil photographique, nous avons pris des photos en plan (Fig. III-27a, b). L'étude des images obtenues n'a donné aucune information supplémentaire (Fig. III-27c). Les petites fosses creusées près de sommet des constructions coniques des tombes n'ont fourni que des soupçons indirects de l'affaissement des tombes (Fig. III-27c).

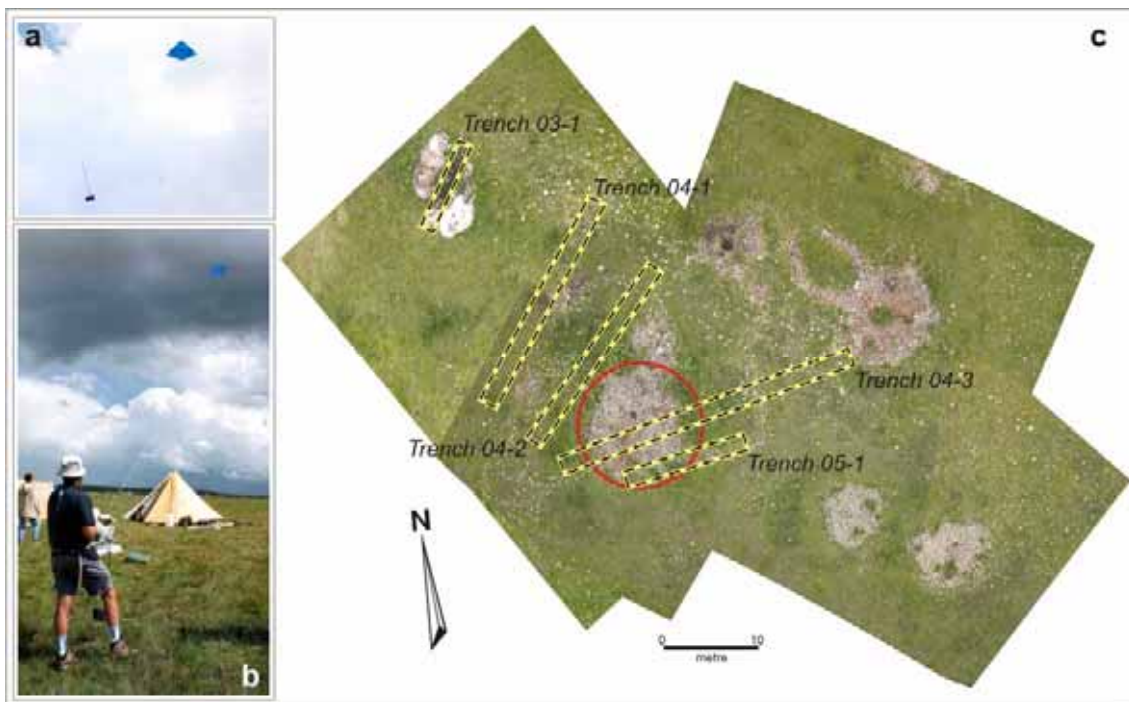


Figure III - 27 : Photographie du complexe d'inhumations anciennes prise en utilisant un cerf-volant.

A la suite de ces constats deux questions se posent:

- Que représentent exactement ces objets archéologiques ?
- Et surtout, quel est l'âge de cet objet ?

Pour répondre à ces questions des fouilles archéologiques ont été entreprises.

III-2.5.2 La recherche archéologique

Nous avons anticipé en nommant ce site archéologique comme correspondant à des inhumations anciennes. Le fait est qu'avant les présentes recherches les objets, ces constructions n'avaient pas été étudiées dans la région par les archéologues. Des constructions très comparables en grand nombre dans la zone du segment Artanish-Tskhuk ont été découvertes par les géologues. Ils ont été quelquefois identifiés comme étant probablement des tombes ou *kourganes* par les géologues. Pour connaître l'origine de ces objets la décision de procéder à une fouille de l'un de ces derniers a été prise.



Figure III - 28 : Excavations d'une tombe ancienne.
Par les flèches sont indiquées les pierres déformées.

En été de 2004 nous avons commencé la fouille de l'objet marqué par le cercle rouge sur le Figure III-27c. Il se présente comme une construction conique composée de blocs non cimentés de roche volcanique d'une taille de 40-60 cm. Le diamètre de la construction près de sa base est de 12 mètres, et la hauteur de 1.8 mètres. Sous la construction conique se trouvent des pierres plates qui constituent la couverture d'une chambre d'inhumation (Fig. III-28A, B). La disposition des pierres tombales a été étudiée. L'examen de celles-ci permet supposer que ces pierres ont été déplacées et partiellement renversées (Fig. III-28B). Quoique la chambre d'inhumation ait été comblée par la terre, les dalles placées verticalement dans la chambre sont couchées. Elles sont marquées par les flèches jaunes sur la figure III-28 C, D. La chambre d'inhumation se trouve directement au-dessous des pierres tombales. Elle est maçonnée par des pierres et elle a une forme circulaire (Fig. III-28D). L'une de ces pierres a été fendue en deux. Elle est marquée par la flèche rouge sur la figure III-28C.



Figure III - 29 : *Squelette d'homme découvert dans la chambre funéraire de la tombe datée de 12-9 siècles B.C. (fin de l'époque du bronze - début de l'époque du fer).*

Dans la chambre d'inhumation, à une profondeur d'un mètre, un squelette d'homme a été découvert (Fig. III-29). Le squelette est disposé en position fœtale avec la tête orientée vers l'Est et avec le visage orientée vers le Nord (Fig. III-29). Dans la région de l'aîne du squelette, symbolisant un phallus, se trouve un poignard (Fig. III-29). La cordelette du poignard est en fer, la poigné est en bois et en bronze (Fig. III-30).

Quatre vases de céramique ont été retrouvés dans la chambre d'inhumation, dont trois ont été restaurés (Fig. III-30). Le quatrième est en cours de restauration.

L'examen des artefacts a été effectué sous la direction de Dr. Ruben Badalyan à l'Institut d'Archéologie et d'Ethnographie de l'Académie des Sciences d'Arménie. De ce fait l'âge de l'inhumation a pu être estimé. Il appartient au 12-9 siècles B.C. (fin de l'époque du bronze - début de l'époque du fer (Table III-2).



Figure III - 30 : *Vases de céramique et une cordelette
découverts dans la chambre funéraire de la tombe ancienne.*

Nous avons donc obtenu les réponses aux deux questions posées:

- Oui, ce type d'objets archéologiques représente bien une tombe!
- L'âge de cette tombe appartient au 12-9 siècles B.C.

Par la suite, nous appellerons donc de tels objets des tombes.

L'impression générale pendant les fouilles et pendant les études suivantes permet de supposer que la tombe mentionnée a été déformée. Les déformations découvertes peuvent être provoqués sous l'effet de son propre poids, soit par un mouvement fort, soit par les deux en même temps. Mais une chose que l'on peut dire avec certitude: Si ces déformations sont provoquées par un séisme, elles n'ont rien à voir avec le séisme qui a provoqué les destructions dans la cité ancienne de Gekhakar (sous-chapitre III-2.3.). La date minimum de la tombe est plus jeune d'environ 400 ans que la date supérieure du séisme estimé (de 1984-1751 ans B.C. à 1755-1616 ans B.C.).

Pour estimer l'origine des déformations de la tombe nous avons réalisé dans son voisinage, à des recherches paléosismologiques à partir de tranchées réalisées sur la faille.

III-2.5.3. Trenching

Sur la zone des inhumations anciennes nous avons réalisé cinq tranchées paléosismologiques (Fig. III-31). Leurs dispositions sont montrées sur les figures III-26, III-27c.

Dans les tranchées effectuées nous avons distingué six unités principales :

Unité 4a – argile compacte plastique de couleur jaune avec une épaisseur ≥ 1 mètre (Fig. III-31). Par endroits elles contiennent des éléments clastiques (pierres de taille de 5-50 cm). On suppose que l'unité 4a correspond à la période froide de la fin du Würm – début de l'holocène.

Unité 4b – argile compacte plastique de couleur jaune avec une teinte brunâtre (Fig. III-31). La composition de l'unité 4b ressemble à l'unité 4a. L'unité 4a est le résultat d'une érosion qui est le probablement le résultat d'un paléoséisme très ancien.

Unité 3 – couche transitoire entre la couche 4 et la couche 2 de couleur ocre avec une teinte orangée (Fig. III-31). Par endroits il contient des éléments clastiques de taille entre 2-10 mm.

Unité 2a, 2b – paléosol de couleur brun foncé. La frontière entre ces deux unités est un niveau sur lequel ont été découvert des signes d'activité humaine. Ce sont des fragments de vases en céramique (les tranchées 03-01, 04-1, et 05-1 sur Fig. III-31) et des fragments d'obsidienne (la tranchée 03-01 sur Fig. III-31). Sur ce niveau est installé le fondement de la tombe étudiée (la tranchée 04-3 sur Fig. III-31).

Unité 1 – sol moderne avec une épaisseur de 5-20 cm (Fig. III-31).

Nous sommes d'avis qu'il est nécessaire de décrire une couche supplémentaire, qui a existé hypothétiquement. Nous utilisons cette couche pendant l'interprétation des tranchées ci-après. Donc:

Unité 2c – paléosol le plus ancien qui s'est développé sur l'unité 4a. Nous pensons que pendant les processus tectoniques la couche 2c s'est mélangée avec la couche 4a pour former la couche 3.

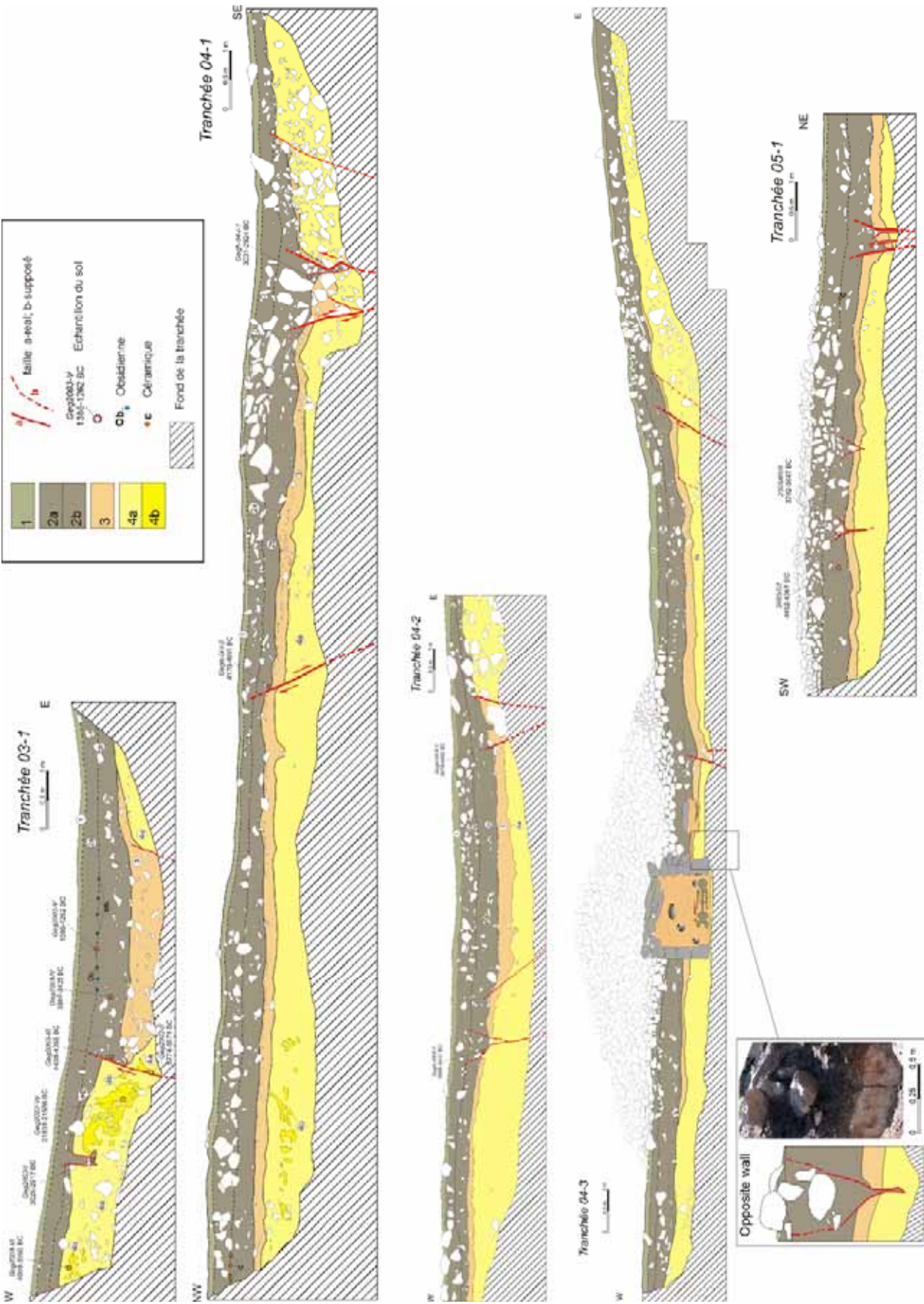


Figure III - 31 : Logs des tranchées paléosismologiques réalisés sur le territoire du complexe d'inhumations anciennes.
Unité 1 – sol moderne; Unité 2a, 2b – paléosol de couleur brun foncé; Unité 3 – couche transitoire entre la couche 4 et la couche 2 de couleur ocre avec une teinte orangée; Unité 4a – argile compacte plastique de couleur jaune; Unité 4b – argile compacte plastique de teinte bruniâtre.

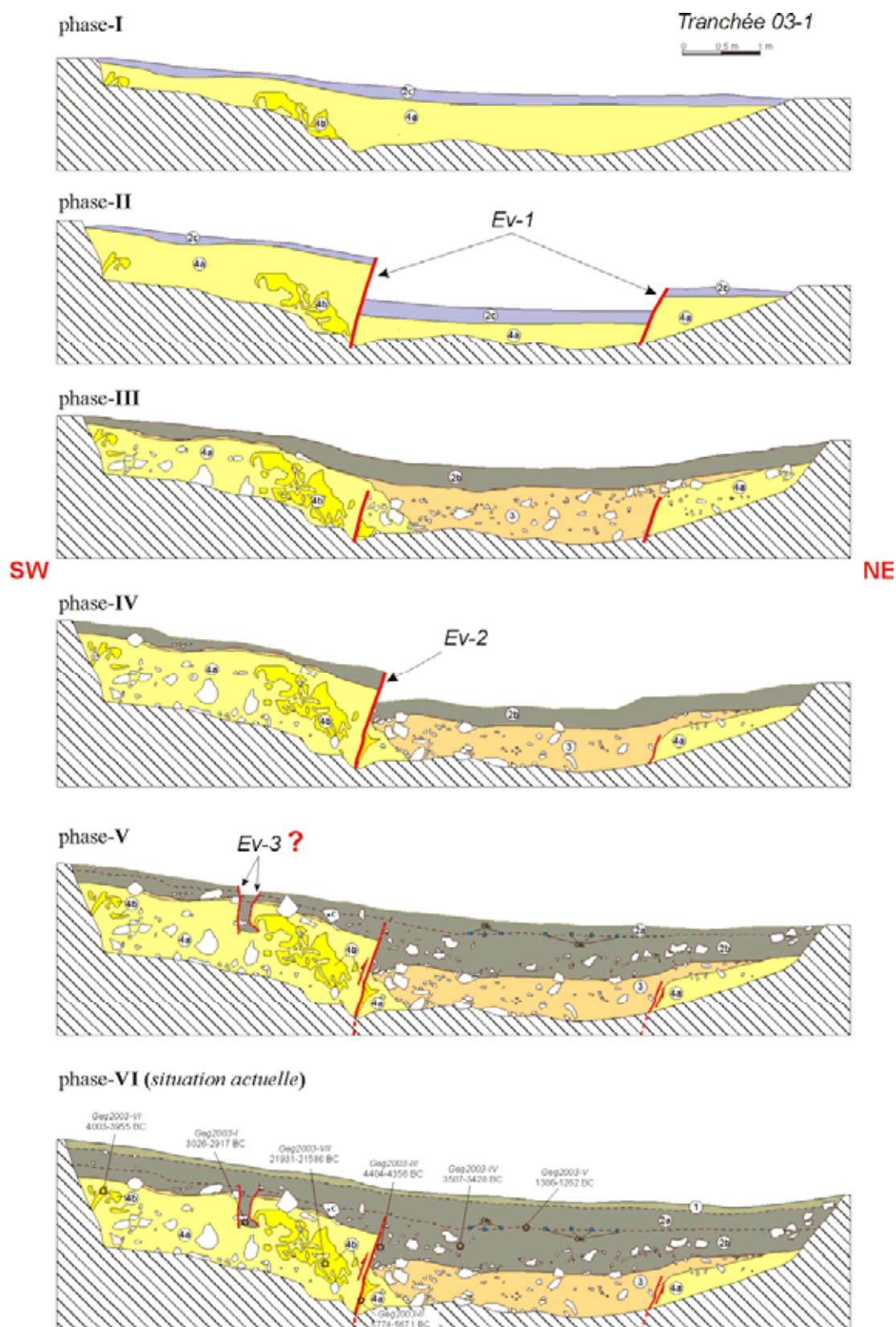


Figure III - 32 : Log de tranchée 03-1. Scénario de l'interprétation des paléo séismes enregistré sur le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Suynik. Unité 1 – sol moderne; Unité 2a, 2b – paléosol de couleur brun foncé; Unité 2c – paléosol qui est hypothétiquement mélangé avec la couche 4a et forme la couche 3; Unité 3 – couche transitoire entre la couche 4 et la couche 2 de couleur ocre-orangé; Unité 4a – argile compacte plastique de couleur jaune; Unité 4b – argile compacte plastique de couleur jaune - brunâtre.

III-2.5.4. Analyse des tranchées

Les indices de séismes forts sont présents dans les cinq tranchées (Fig. III-31). Nous essaierons à partir des observations en tranchées d'étudier ces séismes, d'estimer leur nombre et leurs caractéristiques. Pour cela nous devons reconstituer approximativement la disposition initiale des couches du sol et ensuite proposer des scénarii de leur évolution.

III-2.5.4.1. La tranchée 03-1

On observe six phases d'évolution:

Phase-I. Hypothétiquement, à cette étape là, disposition des unités **4a** et **2c** ne présente pas de traces de déplacements. Seulement quelques rares manifestations dans l'unité **4b** peuvent être le résultat d'un séisme très ancien, probablement de la dernière époque glaciaire (Fig. III-32).

Phase-II. Un premier séisme qui est à l'origine des deux segments en échelons (Fig. III-32). Puisque la cinématique générale de la faille est décrochante dextre avec une composante verticale faible, nous pouvons supposer que la cinématique du premier séisme était la même. Le déplacement vertical observé dans le log de tranchée a une amplitude verticale apparente (H_{AP}) d'au moins 60 centimètres.

Phase-III. Le processus de formation du coin colluvial du premier séisme. L'unité **2c** se mélange avec les niveaux supérieurs de l'unité **4a** et forme une nouvelle unité le **3**. La partie dénudée de l'unité **4a** et de l'unité **3** est recouverte par l'unité **2b** (Fig. III-32).

Phase-IV. Un deuxième séisme. La cinématique prévisible est toujours décrochante dextre avec une composante verticale faible (Fig. III-32).



Figure III - 33 : Log de la tranchée paléosismologique 03-1.

Phase-V. Le processus de formation du coin colluvial du deuxième séisme. La continuation de la formation de l'unité **2b**, et le début de la formation de l'unité **2a**. A l'Ouest du log on observe une crevasse (Fig. III-32; Fig. III-33) dont la période de formation coïncide probablement avec la formation de l'unité **2a**. Comme nous l'avons déjà notée la limite inférieure de l'unité **2a** se caractérise par les signes d'activité humaine ! Ce peut être donc un trou d'origine artificielle. Il n'est pas impossible aussi que ce soit une crevasse qui se soit

formée pendant le deuxième séisme et avant de début de la formation de l'unité 2a (Phase - IV). Il est aussi possible que cette crevasse se soit formé pendant un autre séisme plus récent que le deuxième dont nous n'observons les déformations que dans le log de tranchée 03-01. Nous reviendrons sur cette question un peu plus tard.

Phase-VI. La fin de la formation de l'unité **2a**. Formation de l'unité **1**. La *Phase VI* coïncide avec la situation observée dans la tranchée (Fig. III-32; Fig. III-33).

III-2.5.4.2 La tranchée 04-1

Ici on observe six phases d'évolution:

Phase-I. La disposition des unités **4a** et **2c** ne présente aucune trace de déplacements. Dans la partie Nord-Est du log, dans l'unité **4a** on observe un coin colluvial bien marqué (Fig. III-34). La rupture provoquant la formation de ce coin n'est pas visible dans le log de tranchée. Probablement elle se situe plus au Nord-est de tranchée 04-1.

Phase-II. Correspond à la *phase-II* de la tranchée 03-1 (Fig. III-34).

Phase-III. Correspond à la *phase-III* de la tranchée 03-1 (Fig. III-34).

Phase-IV. Correspond à la *phase-IV* de la tranchée 03-1 (Fig. III-34).

Phase-V. Formation du coin colluvial du deuxième séisme. La fin de la formation de l'unité **2b**. Sur la surface de l'unité **2b** se trouve le mur qui rejoint les tombes. Stade initial de la formation de l'unité **2a** (Fig. III-34).

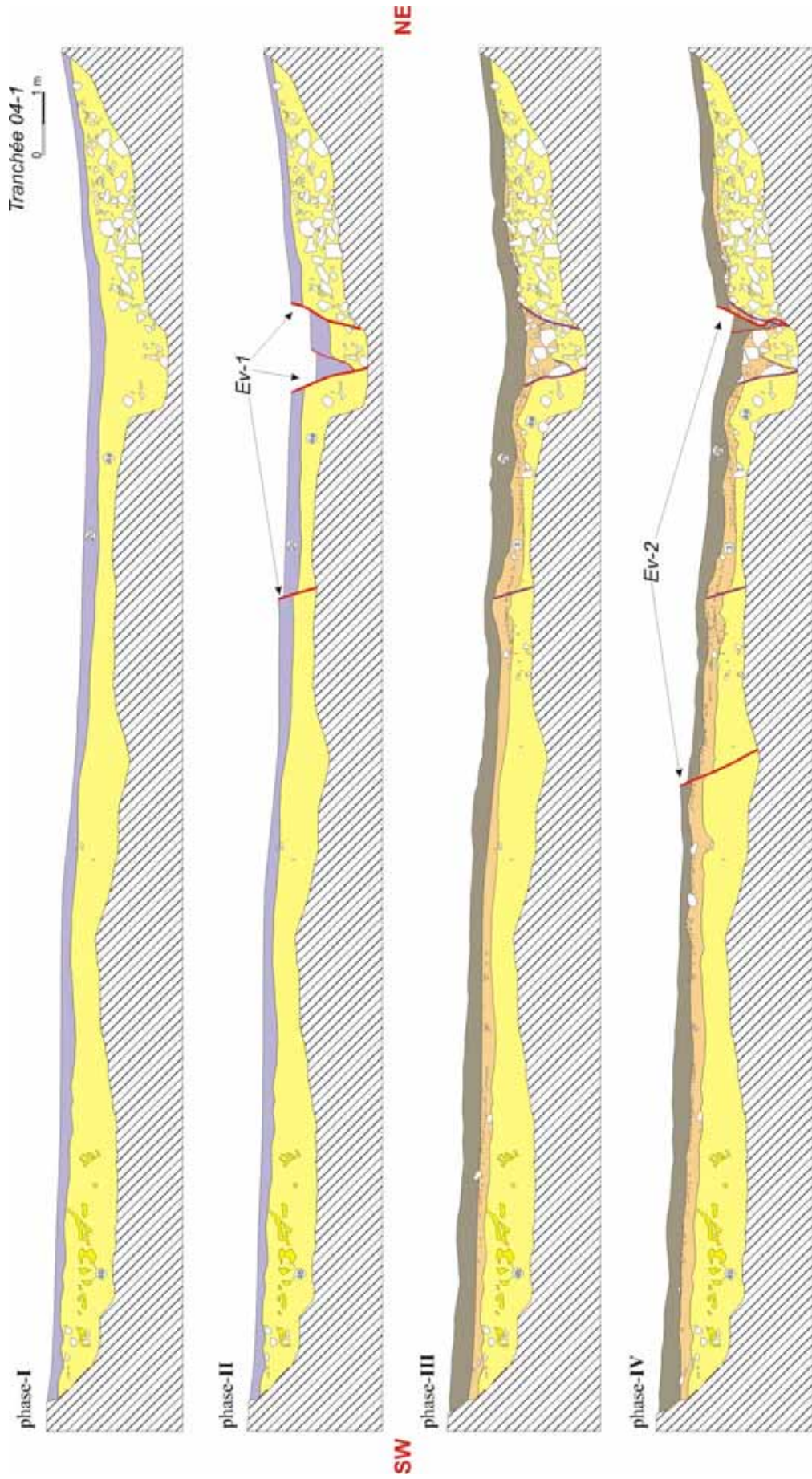
Phase-VI. Un troisième séisme. Le déplacement de l'unité **2a** (Fig. III-34). La cinématique prévisible est toujours décrochante dextre avec une composante verticale faible.

Phase-VII. La fin de la formation de l'unité **2a**. Formation de l'unité **1**. La *Phase VII* coïncide avec la situation observée dans la tranchée (Fig. III-34).

Nous ne citerons pas tout les scenarii détaillés pour toutes les tranchées, mais nous allons décrire brièvement les moments les plus importants.

Sur la base des scenarii examinés, nous observons les déplacements correspondants à trois séismes différents. En plus cela, dans la partie Nord-Est des tranchées 04-1, 04-2, 04-3, dans l'unité **4a**, nous découvrons un coin colluvial d'un autre séisme très ancien (Fig. III-31; Fig. III-34). Mais, nous pas réussi à identifier le déplacement de ce séisme.

Les tranchées 04-3 et 05-1 traversent le corps de la tombe étudiée (Fig. III-27 ; Fig. III-31). En plus, elle (04-3) passe à travers la chambre d'inhumation (Fig. III-31). L'analyse des logs de ces tranchées permet d'affirmer que la tombe (appartenant aussi au complexe des inhumations plus anciennes) a subi des déformations provoquées par le séisme. Dans le log de la tranchée 04-1 nous observons une crevasse comblée par les blocs de pierre de la tombe (Fig. III-31, *opposite wall*). Une situation analogue est présente dans le log de la tranchée 05-1 (Fig. III-31; Fig. III-35). En anticipant, on peut dire que les deux échantillons du paléosol prélevés correspondent au même niveau dans la tranchée 05-1 (2005/01/II et 2005/02). L'un des échantillons a été pris à l'intérieur de crevasse, l'autre de l'extérieur (Fig. III-31; Table III-7). Ils ont été datés par la méthode C14. L'échantillon pris de l'intérieur de la crevasse a montré une date de ≈ 700 ans plus jeune que l'échantillon de l'extérieur de la crevasse.



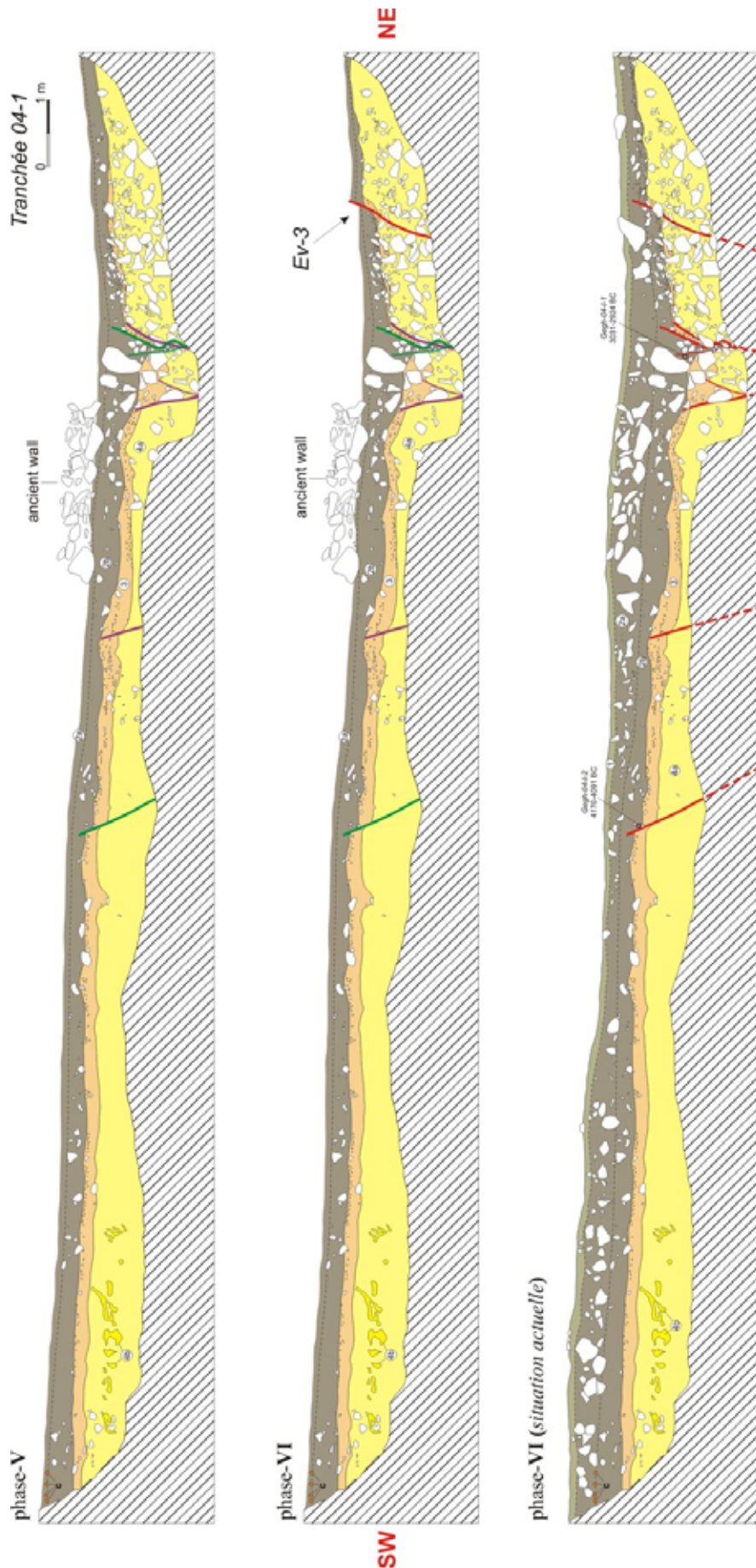


Figure III - 34 : Log de la tranchée paléosismologique 04-1. Scénario de l'interprétation des paléo séismes enregistrés sur le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Syunik.

Unité 1 – sol moderne; Unité 2a, 2b – paléosol de couleur brun foncé; Unité 2c – paléosol qui est hypothétiquement mélangé avec la couche 4a et forme la couche 3; Unité 3 – couche transitoire entre la couche 4 et la couche 2 de couleur ocre - orange; Unité 4a – argile compacte plastique de couleur jaune; Unité 4b – argile compacte plastique de couleur jaune - brunâtre.

Rappelons, que le fondement de la tombe qui a été déformé se place sur la frontière entre les unités **2a** et **2b** (sous-chapitre III-2.5.2). Le dernier séisme découvert, déplace l'unité **2a** qui se développait sur l'unité **2b** (Fig. III-34). Mais, la seule preuve de ce déplacement est observée dans la limite Nord-Est de la tranchée 04-1 (Fig. III-34). Pour retrouver d'autres preuves examinons les autres tranchées. La seule tranchée assez longue pour retrouver le dernier déplacement est la tranchée 04-3 (Fig. III-27 ; Fig. III-31).

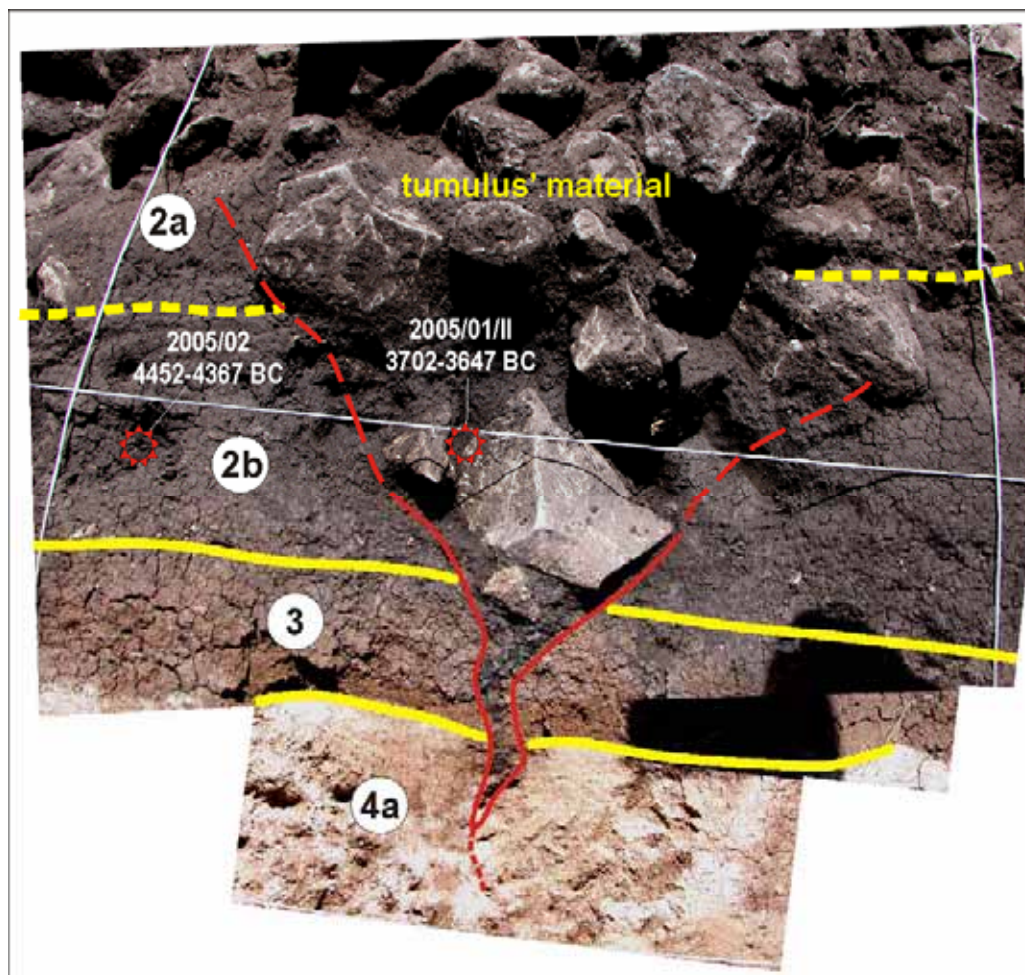


Figure III - 35 : Log de la tranchée paléosismologique 05-1. Crevasse comblée par les blocs de la tombe. Unité 2a, 2b – paléosol de couleur brun foncé; Unité 3 – couche transitoire entre la couche 4 et la couche 2 de couleur ocre - orangé; Unité 4a – argile compacte plastique de couleur jaune.

Dans la log de la tranchée 04-3, plus Est des déplacements observables, dans l'unité 2a, on trouve une accumulation de la matière qui forme un coin colluviale (Fig. III-31). Mais, il existe deux causes qui nous forcent à s'abstenir de tirer des conclusions anticipées. Primo, c'est qu'on ne peut pas identifier le déplacement. L'extrémité Est de la tranchée 04-3 se trouve tout près du sommet de la colline où le relief est presque horizontal. Les processus éoliens ici sont plus actifs. Comme nous l'avons considéré antérieurement, la cinématique de déplacement est décrochante dextre avec une composante verticale faible et donc, le ressaut topographique étant insignifiant il a été érodé facilement. Ces arguments rendent l'identification de l'escarpement impossible. Secundo, directement dans la zone du coin colluvial probablement il y a un mur ancien. Et c'est fort possible que dans le log de la tranchée 04-1 nous observions les restes de ce mur.

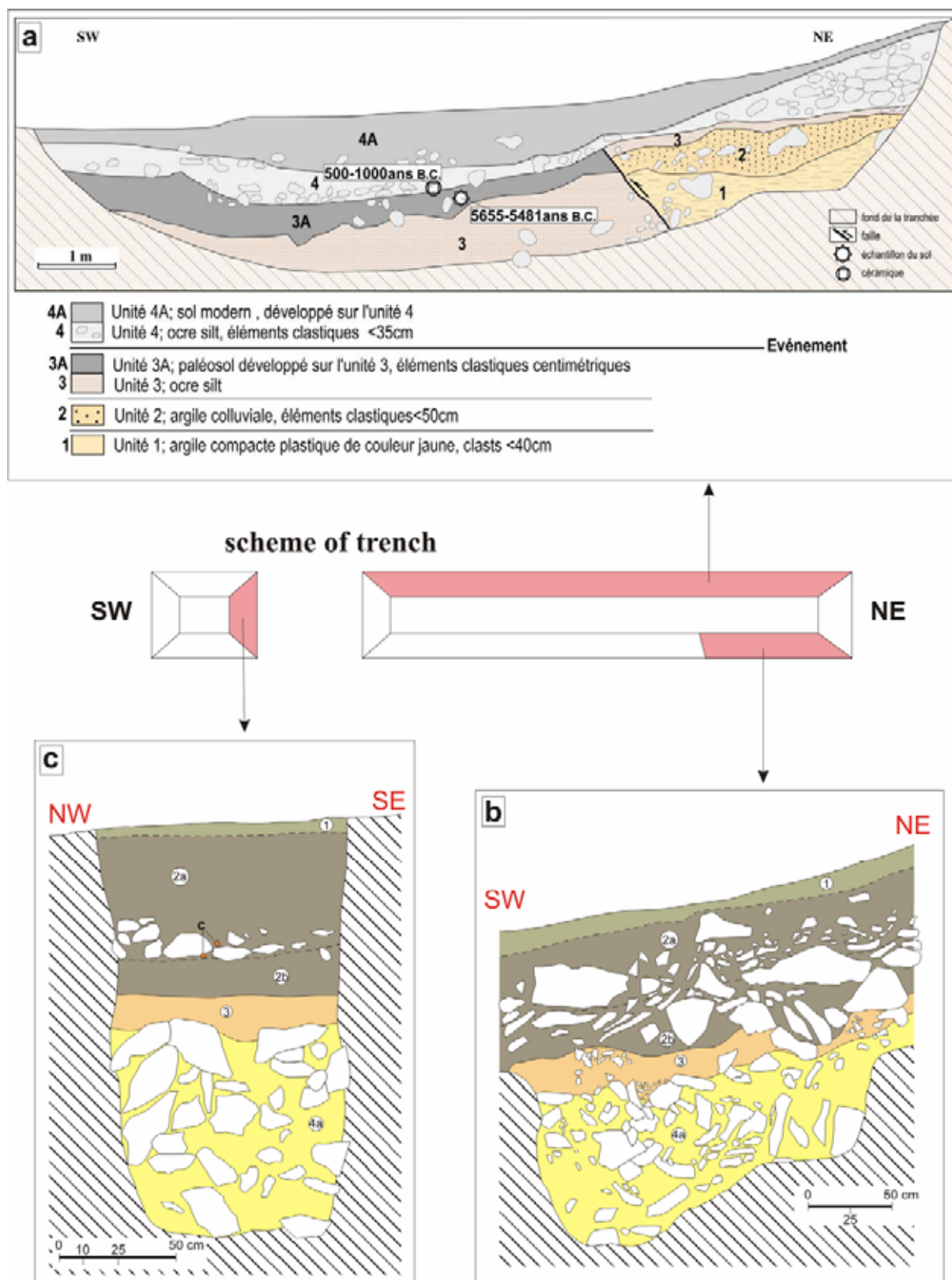


Figure III - 36 : Log de tranchée paléosismologique disposé à une distance de 9 kilomètres vers le Sud-Est du volcan Porak au pied du volcan Tsutsar. a- log décrit par A. Avagyan (Avagyan, 2001); b, c- log étudié et décrit pendant les recherches actuelles.

Unité 1 – sol moderne; Unité 2a, 2b – paléosol de couleur brun foncé; Unité 3 – couche transitoire entre la couche 4 et la couche 2 de couleur ocre - orangé; Unité 4a – argile compacte plastique de couleur jaune.

Comme un argument complémentaire confirmant l'existence de dernier séisme, nous voudrions présenter une tranchée décrite par A. Avagyan dans le cadre d'une étude précédente (Avagyan, 2001). Cette tranchée se situe sur la distance de 3 kilomètres vers le Sud-Est du site, au pied du volcan Tsutsar (Fig. III-2). Le log de cette tranchée se présente sur la figure III-36a. Dans ce log, l'unité 4 correspond à notre unité 2a. Dans la partie Nord-est de l'unité 4 on observe un coin colluvial bien identifié. (Fig. III-36a). En été 2003 nous avons approfondi cette tranchée; et plus au Sud-ouest nous avons réalisé une fouille (schéma sur la Fig. III-36). Le coin colluvial dans l'unité 2a s'observe dans la tranchée, sur le mur opposé (relativement au mur décrit par Avagyan) (Fig. III-36b). La continuation du sud-ouest de ce coin s'observe dans la fouille (Fig. III-36c). Les fragments de céramiques ont été retrouvés au-dessous du coin. (Fig. III-36c). Ça nous permette affirmer que ce coin colluvial appartient à l'unité 2a.

Dans la tranchée et dans la fouille situées près du volcan Tsutsar on observe encore un autre coin colluvial. Il se trouve dans l'unité 4a (Fig. III-36b,c).

Ainsi, pendant l'analyse paléo-sismique nous avons obtenu assez des faits permettant de supposer que la zone de la partie de Khonarasar-Porak de la faille PSSF a été le lieu de quatre séismes différents.

Tableau III-7: Datations C^{14} .

№	Provenience and number of samples	Numbre of Trench	Dated Material	Lab code	Date BP	Calibrated Date		Radiocarbon Laboratory
						$\sigma 1$	$\sigma 2$	
1	Geg2003-I	03-01	paleosol	—	4375 ± 45	3026-2917 B.C.	3105-2894 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
2	Geg2003-II	03-01	paleosol	—	6850 ± 50	5774-5671 B.C.	5841-5642 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
3	Geg2003-III	03-01	paleosol	—	5560 ± 45	4404-4356 B.C.	4465-4336 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
4	Geg2003-IV	03-01	paleosol	—	4630 ± 45	3507-3428 B.C.	3525-3336 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
5	Geg2003-V	03-01	paleosol	—	3040 ± 40	1386-1262 B.C.	1413-1193 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
6	Geg2003-VI	03-01	paleosol	—	5175 ± 45	4003-3955 B.C.	4062-3930 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
7	Geg2003-VII	03-01	paleosol	—	19790 ± 105	21931-21586 B.C.	22121-21401 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
8	Gegh-04-I-1	04-1	paleosol	—	4395 ± 45	3031-2924 B.C.	3116-2905 BC	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
9	Gegh-04-I-2	04-1	paleosol	—	5300 ± 40	4170-4091 B.C.	4252-4037 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
10	Gegh-04-II-1	04-2	paleosol	—	4605 ± 40	3498-3437 B.C.	3519-3394 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
11	Gegh-04-II-2	04-2	paleosol	—	6125 ± 45	5079-4992 B.C.	5211-4948 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
12	2005/01/II	05-1	paleosol	Ly-13649	4895 ± 40	3702-3647 B.C.	3771-3636 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)
13	2005/02	05-1	paleosol	Ly-13650	5585 ± 45	4452-4367 B.C.	4499-4344 B.C.	University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)

III-2.5.4.3. Les analyses des datations

Treize échantillons de paléosols prélevés des tranchées ont été datés par la méthode C14 à l'université Claude Bernard Lyon 1 (Lyon). Le calibrage des dates est effectué dans le logiciel OxCal 4.00. Les courbes de calibrage sont présentées dans Annexe – 2. Les détails des datations sont présentés dans le Tableau III-7.

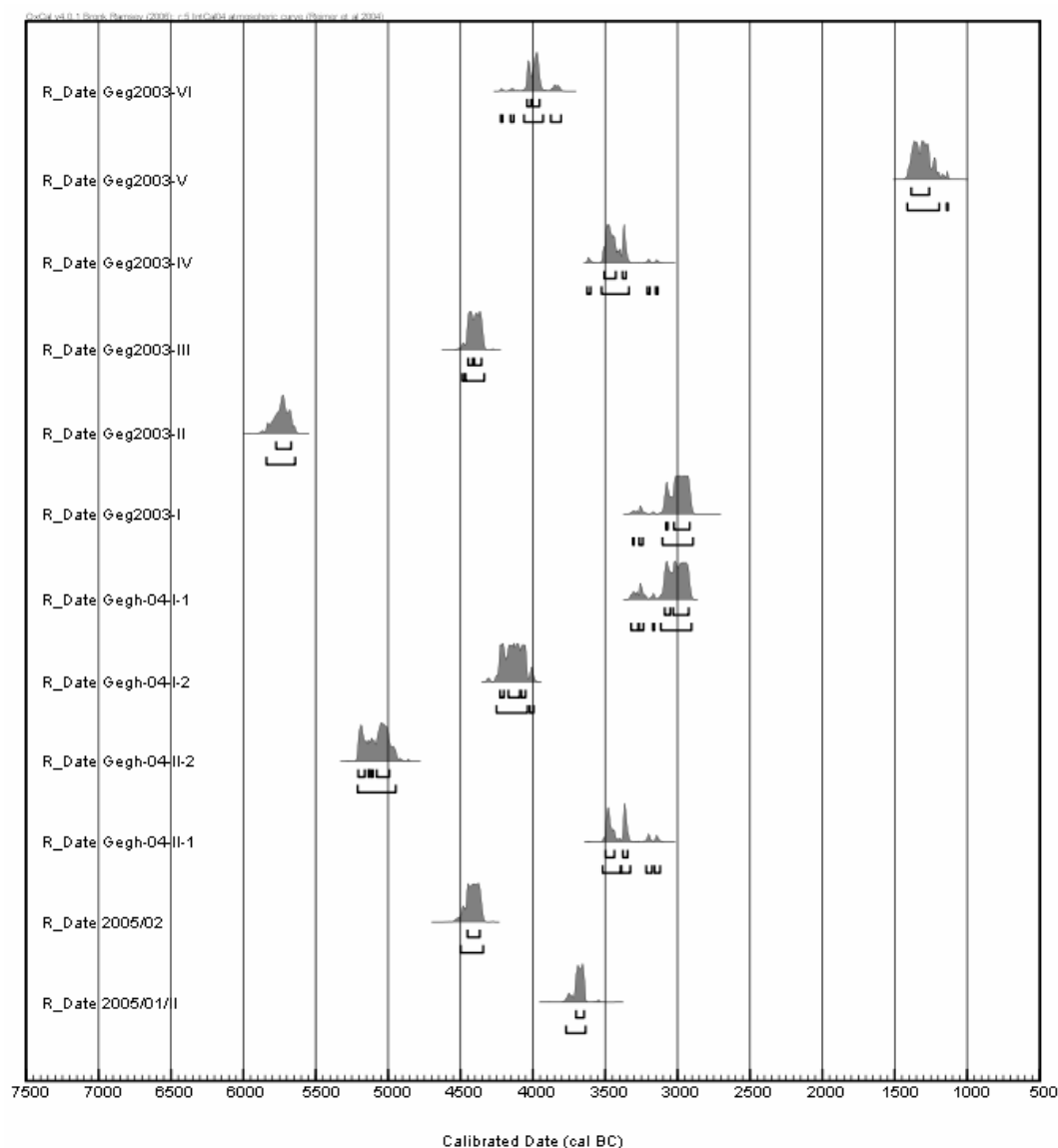


Figure III - 37 : La liste des datations de radiocarbonate des échantillons prélevées dans les tranchées paléosismologiques.

La liste des datations des échantillons à l'exception de *Geg2003-VII* est présentée sur la figure III-37. La date la plus jeune est *Geg2003-V*. Elle a été obtenue de l'échantillon pris dans la tranchée 03-1 du niveau correspondant à la limite entre des unités **2a** et **2b**. La date est estimée de 1386-1262 B.C. La date de la tombe examinée est de 12-9 siècles B.C. Alors, il y a une bonne corrélation entre les datations radio-chronologiques et archéologiques.

La date la plus ancienne est le *Geg2003-VII* (21931-21586 B.C.) obtenue de l'échantillon pris de l'unité **4b** (Table III-7; Le tranchée 03-1 sur Fig. III-31). Comme nous avons préjugé au-dessus, la formation de l'unité **4b** correspond à la période de glaciation wurmienne qui a commencé 70 Ka et a continué jusqu'à holocène. Donc, la date *Geg2003-VII* correspond bien à cette époque.

Les déplacements principaux sont concentrés dans la limite des unités **3**, **2a**, **2b**. Donc, un grand nombre d'échantillons a été pris dans ces couches (Fig. III-31).

III-2.5.5. Estimations de l'âge des paléoséismes

Le premier événement

Les signes du séisme le plus ancien a été découvert dans les tranchées se manifestent par le coin colluvial dans la limite de l'unité **4a**. Ils s'observent également dans les tranchées 03-1, 04-1, 04-2, 04-3 et dans la tranchée près du volcan Tsursar (Fig. III-31; Fig. III-36). Puisque, le déplacement principal de ce séisme n'a pas été déterminé, nous ne pouvons donc pas déterminer l'intervalle de temps dans lequel il s'est produit. Nous sommes obligés de nous contenter avec une date approximative. C'est la date de l'échantillon *Geg2003-VII* pris de la tranchée 03-1. L'échantillonnage a été effectué dans l'unité **4b**, qui est hypothétiquement formée à la suite du séisme (Fig. III-32). Donc, la date approximative du premier événement est 21931-21586 B.C.

Le deuxième événement

Le deuxième séisme décrit dans la *Phase II* (NB. dans les scénarios des tranchées (sous-chapitre III-2.5.4.) il est décrit comme premier séisme) a provoqué le déplacement des unités **4a** et **3**. Donc, le deuxième séisme a eu lieu dans l'intervalle du temps correspondant à la date la plus jeune de l'unité **4a** et à la date la plus ancienne de l'unité **2b** (Fig. III-32). Ce sont respectivement les dates de *Geg2003-II* et *Gegh-04-II-2* (Table III-7). Par conséquent, la date du deuxième séisme correspond à l'intervalle 5774-4992 B.C.

Le troisième événement

Le troisième séisme décrit dans la *Phase IV* (NB. dans les scénarios des tranchées (sous-chapitre III-2.5.4.) il est décrit comme deuxième séisme) a provoqué le déplacement de l'unité **2b** probablement dans le stade final de sa formation (Fig. III-32). Donc, les dates des échantillons *Geg 2003-IV* et *Geg 2003-V* ont été utilisées en qualité des dates inférieures et supérieures pour le troisième séisme. La date du troisième séisme correspond donc à l'intervalle 3502-1262 B.C.

L'intervalle estimé contient la période de fonctionnement de la cité de Gekhakar (de 2200-2150 B.C. à 1520-1490 B.C.), qui se trouve à seulement 3km de distance du complexe des inhumations anciennes. La date du séisme détruisant la cité ancienne a été estimée de 1984-1751 ans B.C. à 1755-1616 ans B.C (sous-chapitre III-2.3.). Nous pensons donc, que le troisième séisme découvert dans les tranchées et le séisme détruisant la cité de Gekhakar sont le même. Par conséquent, la date de troisième séisme peut être précisée dans l'intervalle de 1984-1751 ans B.C. à 1755-1616 ans B.C.

Le quatrième événement

Le quatrième séisme (NB. dans les scénarios des tranchées (sous-chapitre III-2.5.4.) il est décrit comme troisième séisme) a provoqué le déplacement de l'unité **2a**. Le déplacement n'est déterminé que dans la tranchée 04-1 (Fig. III-34). Comme les preuves complémentaires concernant les déformations de la tombe du niveau de sa base, lequel indique le début de la formation de l'unité **2a** (Fig. III-31; Fig. III-35). Les coins colluviaux découverts dans des unités 2a de la tranchée 04-1 (Fig. III-34) et de la tranchée près du volcan Tsursar (Fig. III-36) sont aussi les confirmations de ce séisme.

Donc, sur la base de l'analyse effectuée, nous ne pouvons qu'estimer la date inférieure du quatrième séisme. Elle correspond à 12-9 siècles B.C. La date supérieure du quatrième séisme n'est pas déterminée. Pendant les travaux les plus récents et les recherches précédentes, onze tranchées paléosismologiques ont été étudiées dans la zone de Khonarasar-Porak (zone A sur Fig. III-1) et dans les limites de la structure Pull Apart de Syunik (près de volcan Tskhuk sur Fig. III-1). Aucun signe de déplacements multiples des couches correspondant à l'âge $\leq 12-9$ siècles B.C. n'ont été découverts. Au contraire, nous avons les évidences d'un seul séisme (sous-chapitre III-2.5.3; Fig. III-31; Fig. III-35; Fig. III-36 b,c).

Pendant les travaux les plus récents et les recherches précédentes, onze tranchées paléosismologiques ont été étudiées dans la zone de Khonarasar-Porak (zone A sur Fig. III-1) et dans les limites de la structure Pull Apart de Syunik (près de volcan Tskhuk sur Fig. III-1). Aucun signe de déplacements multiples des couches correspondant à l'âge $\leq 12-9$ siècles B.C. n'ont été découverts. Au contraire, nous avons les évidences d'un seul séisme (sous-chapitre III-2.5.3; Fig. III-31; Fig. III-35; Fig. III-36 b,c).

De la sorte, nous avons estimé le mieux possible les périodes pendant lesquelles se sont produits des quatre séismes. Il nous reste maintenant à estimer les magnitudes de ces séismes. Mais, pour cela examinons d'abord un modèle théorique élaboré dans le cadre de l'étude actuelle. Selon nous, ce modèle pourra être utilisé pour estimer les déplacements horizontaux et verticaux des paléoséismes dans quelque cas particulier.

III-2.5.6. Evaluation numérique des déplacements provoqués par paléoséismes

L'évaluation numérique des composantes horizontales et verticales des déplacements correspondant aux paléoséismes est un des buts principaux. Pour estimer les déplacements on utilise les repères géomorphologiques ou artificiels, les stries sur les plans de faille, etc. L'absence de ces indicateurs complique le problème. Dans ce cas il faut utiliser les repères stratigraphiques. Pour les retrouver il est indispensable de réaliser des tranchées paléosismologiques (McCalpin, 1996). Mais les tranchées habituelles qui traversent perpendiculairement l'escarpement, dans le meilleur cas permettent d'estimer les déplacements verticaux et la période du temps dans lequel le séisme s'est produit. Pour estimer les déplacements horizontaux il est nécessaire de réaliser des tranchées de construction plus compliquée (McCalpin, 1996). Dans ce cas la réalisation est coûteuse et l'interprétation difficile.

Le problème sera plus compliqué dans les endroits où la faille traverse des pentes et des collines (Fig. III-23). Dans ces cas il est difficile d'estimer même les déplacements verticaux (sous-chapitre III-2.3.).

Donc, nous avons essayé de développer une méthode qui va permettre d'évaluer les déplacements horizontaux et verticaux dans quelques cas concrets. Commençons par argumentation mathématique!

III-2.5.6.1. Argumentation mathématique

Admettons que nous avons deux segments droits sur le plan. Ce sont les segments I-II et III-IV (Fig. III-38). Imaginons que ces segments se déplacent parallèlement à la même distance d (Fig. III-38). Le point A_1 du segment I-II se transforme au point A'_1 du segment I'-II'; le point A_2 du segment III-IV se transforme au point A'_2 du segment III'-IV' (Fig. III-38). Abaissons la verticale du point A'_1 , désignons le point d'intersection avec le segment I-II par B_1 ; abaissons la verticale du point A'_2 , désignons le point d'intersection avec le segment III-IV par B_2 (Fig. III-38). On obtient deux triangles $A'_1A_1B_1$ et $A'_2A_2B_2$ (Fig. III-38). Désignons l'hauteur du triangle $A'_1A_1B_1$ par $A_1O_1 = l$, qui est en même temps le composant horizontal du déplacement d (Fig. III-38). La hauteur du triangle $A'_2A_2B_2$ sera $A_2O_2 = A_1O_1 = l$ (Fig. III-38).

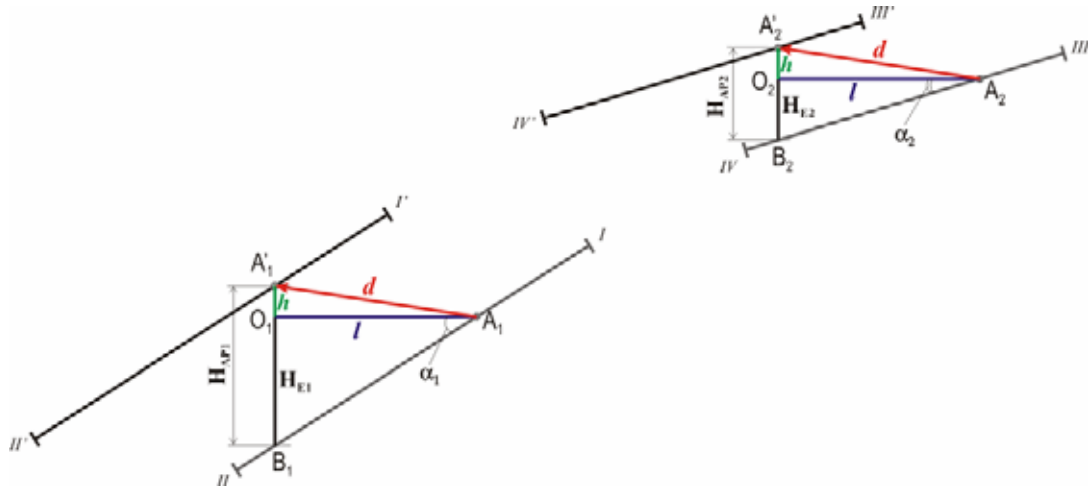


Figure III - 38 : Modèle géométrique.

Admettons que les angles $\angle B_1A_1O_1 = \alpha_1$ et $\angle B_2A_2O_2 = \alpha_2$ ainsi que la base du triangle $A'_1A_1B_1$ est égale $A'_1B_1 = H_{AP1}$ et la base de triangle $A'_2A_2B_2$ est égale $A'_2B_2 = H_{AP2}$ sont connus (Fig. III-38).

Il faut retrouver la composante horizontale l et verticale h ($O_1A'_1 = O_2A'_2 = h$) du déplacement d .

Désignons: $O_1B_1 = H_{E1}$; et $O_2B_2 = H_{E2}$

Pour retrouver les grandeurs inconnues il faut résoudre le système d'équations suivant:

$$\left. \begin{aligned} H_{AP1} - H_{E1} &= h \\ H_{AP2} - H_{E2} &= h \\ \mathbf{tg} \alpha_1 &= \frac{H_{E1}}{l} \\ \mathbf{tg} \alpha_2 &= \frac{H_{E2}}{l} \end{aligned} \right\} \quad (3.1)$$

Dans le système (3.1): soustrayons la deuxième équation de la première, et la quatrième de la troisième. On obtient:

$$\left. \begin{aligned} H_{AP1} - H_{E1} - H_{AP2} + H_{E2} &= 0 \\ \mathbf{tg} \alpha_1 - \mathbf{tg} \alpha_2 &= \frac{H_{E1}}{l} - \frac{H_{E2}}{l} \end{aligned} \right\} \quad (3.2)$$

Il suit de là que:

$$\left. \begin{aligned} H_{E1} - H_{E2} &= H_{AP1} - H_{AP2} \\ l &= \frac{H_{E1} - H_{E2}}{\mathbf{tg} \alpha_1 - \mathbf{tg} \alpha_2} \end{aligned} \right\} \quad (3.3)$$

Du système (3.3) il suit que:

$$l = \frac{H_{AP1} - H_{AP2}}{\mathbf{tg} \alpha_1 - \mathbf{tg} \alpha_2} \quad (3.4)$$

En résolvant le système (3.1) avec l'équation (3.4) obtient:

$$h = H_{AP1} - l \cdot \mathbf{tg} \alpha_1 = \frac{H_{AP2} \cdot \mathbf{tg} \alpha_1 - H_{AP1} \cdot \mathbf{tg} \alpha_2}{\mathbf{tg} \alpha_1 - \mathbf{tg} \alpha_2} \quad (3.5)$$

Donc, l'objectif recherché est trouvé (voir le chapitre III-2.5.7.3 pour l'application numérique)

III-2.5.6.2. La partie méthodologique

De notre point de vue, l'argumentation mathématique obtenue peut être utilisée pour les estimations des composantes horizontales et verticales de déplacement provoqué par les paléoséismes sur les failles décrochantes. Dans le problème géométrique examiné ci-dessus

les grandeurs inconnues l et h sont conformément les projections horizontale et verticale de déplacement d .

Pendant les séismes associés à des décrochements, les lèvres de la faille subissent un déplacement relatif qui est variable le long de la rupture superficielle. Mais dans des adroits restreints (quelques dizaines de mètres) ils sont pratiquement les mêmes, et ils pourront se caractériser par un vecteur identique.

Nous avons déjà examiné le modèle, lorsque la faille traverse la colline (sous-chapitre III-2.4.; Fig. III-23). En cas de l'intersection du vecteur de déplacements horizontaux avec la surface de la pente (sous-chapitre III-2.4.; les surfaces 1-2 et 1'-2' sur Fig. III-23), l'estimation des amplitudes verticales et horizontales de déplacement sans avoir aucun repère superficiel est très difficile. Mais ces cas sont précisément les cas qui sont les plus favorables pour l'application du problème géométrique résolue ci-dessus.

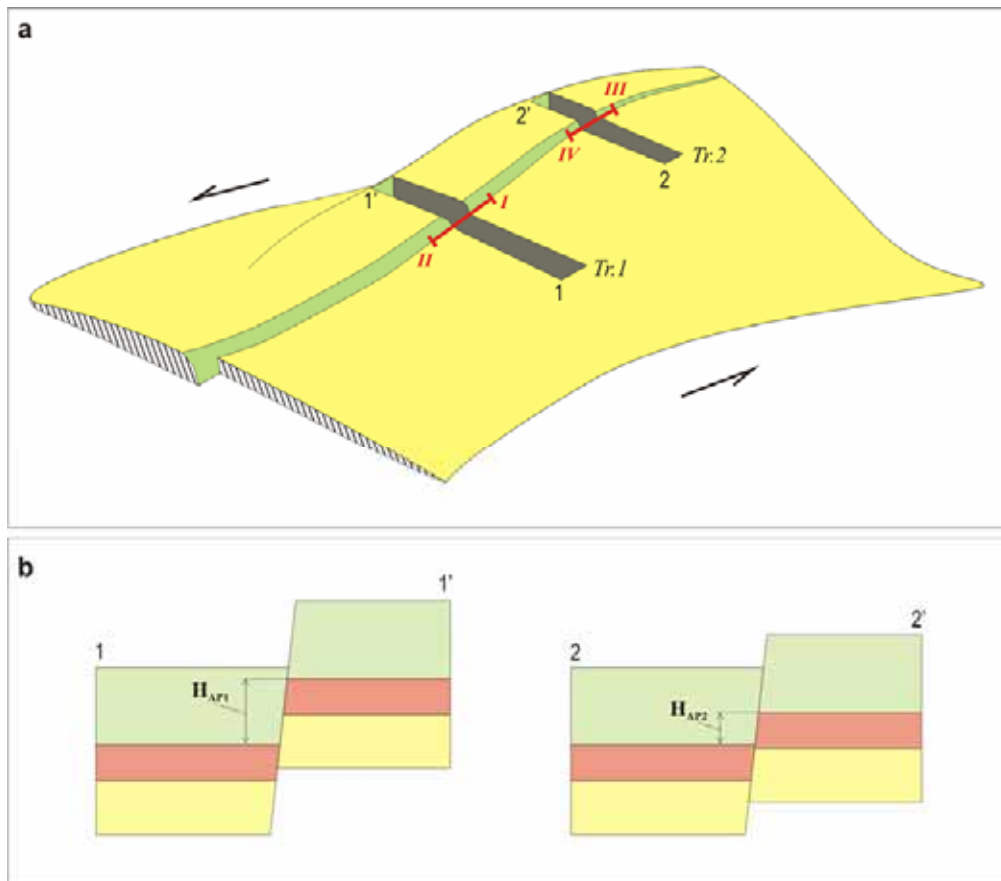


Figure III - 39 : a –modèle 3D de la colline déplacé par une faille et disposition des tranchées Tr.1 et Tr.2;
b – logues des tranchées Tr.1 et Tr.2.

Donc, admettons qu'il y a une colline qui est traversée par une faille et qui a éprouvée un déplacement senestre (Fig. III-39a). Effectuons deux tranchées sur la pente de colline perpendiculairement à l'escarpement de la faille (Tr.1 et Tr.2 sur Fig. III-39a). Dans le log de la tranchée Tr.1 on observera une amplitude verticale apparente H_{AP1} formée par le

séisme (Fig. III-39b). L'amplitude verticale apparente dans le log de la tranchée Tr.2 sera H_{AP2} . En principe, ce sont les mêmes amplitudes H_{AP1} et H_{AP2} que nous avons examinées dans l'argumentation mathématique ci-dessus. En plus, remarquons que dans les logs des tranchées $H_{AP1} > H_{AP2}$ (Fig. III-39b). Nous avons observé la même chose dans la partie mathématique (Fig. III-38). La valeur de l'amplitude verticale apparente H_{AP} dépend de la valeur de l'angle α ; Plus l'angle α est grand, plus le déplacement vertical H_{AP} est grand (Fig. III-38). Sur la figure III-39a on voit que dans la partie d'escarpement traversée par la tranchée Tr.1 l'angle de pendage est plus important que dans la partie traversé par la tranchée Tr.2.

Ainsi, au moyen de deux tranchées, nous pouvons estimer les valeurs H_{AP1} et H_{AP2} . Il nous reste à mesurer les valeurs des angles α_1 et α_2 pour pouvoir utiliser les formules (3.4) et (3.5).

Généralement, les recherches paléosismiques permettent d'étudier une période, relativement courte (quelque milliers d'années). On peut alors faire la supposition que le relief de la colline a subi des changements négligeables. Les déformations produites au cours d'un séisme se localisent dans une zone étroite le long du plan de faille. Nous supposons que, en dehors de cette zone, la colline garde ses formes initiales (en particulier la valeur de la pente). Alors, pour déterminer les angles α_1 et α_2 nous pouvons d'utiliser le plan d'incidence de la pente. Pour cela, en dehors de la zone proche du plan de déplacement de la faille, prenons deux segments courts (5-10 mètres selon de largeur de la tranchée) qui sont disposées sur la pente de la colline perpendiculairement aux tranchées (les segments I-II et III-IV sur Fig. III-39a). Puisque ces segments sont courts, on peut donc ignorer la courbure de la pente et considérer que ces segments sont les lignes droites. Les angles d'inclinaison des segments I-II et III-IV seront respectivement les angles α_1 et α_2 (Fig. III-39a). Les angles α_1 et α_2 pouvant êtres mesurés soit sur le terrain, soit en utilisant un MNT détaillé.

III-2.5.6.3. Usage pratique de la méthode

Nous allons essayer d'appliquer la méthode exposée plus haut pour estimer les déplacements sur le site des inhumations anciennes provoqué par les paléoséismes.

L'un des paléoséismes découverts permet d'appliquer la méthode d'évaluation des déplacements. C'est le séisme dont la date a été estimée entre 1984-1751 ans B.C. et 1755-1616 ans B.C (troisième événement; sous-chapitre III-2.5.6.). Ce choix est motivé par le fait que le mouvement associé au séisme s'identifie clairement dans la plupart des tranchées (Fig. III-31).

Examinons les tranchées 03-01 et 04-01 (Fig. III-32; Fig. III-34). Elles sont disposées sur la même pente de la colline (Fig. III-26). Les valeurs de la pente près des tranchées 03-01 et 04-01 sont différentes (Fig. III-26).

Désignons par:

tg α_1 – la tangente de l'angle entre le plan horizontal et la pente de colline près de la tranchée 03-01;

$\mathbf{tg} \alpha_2$ – la tangente de l'angle entre le plan horizontal et la pente de colline près de la tranchée 04-01;

H_{AP1} – l'amplitude verticale apparente dans le log de la tranchée 03-01;

H_{AP2} – l'amplitude verticale apparente dans le log de la tranchée 04-01;

En utilisant le MNT avec une résolution 1 pixel = 0.5 mètres (Fig. III-26) nous avons calculé les valeurs de $\mathbf{tg} \alpha_1$ et $\mathbf{tg} \alpha_2$. Elles sont:

$$\mathbf{tg} \alpha_1 = 0.08313076$$

$$\mathbf{tg} \alpha_2 = 0.033708601$$

Dans les logs des tranchées 03-01 et 04-01 nous avons mesuré les amplitudes verticales apparentes H_{AP1} et H_{AP2} :

$$H_{AP1} = 0.39 \text{ m}$$

$$H_{AP2} = 0.25 \text{ m}$$

Les valeurs obtenues, nous avons mis dans les formules (3.4) et (3.5). De ce fait, nous avons obtenu les résultats suivants:

$$l = 2.83\text{m} \quad (\text{Déplacement horizontal});$$

$$h = 0.15\text{m} \quad (\text{Déplacement vertical}).$$

Pour vérifier les résultats obtenus nous avons examiné les tranchées 03-01 et 04-02 (Fig. III-32; Fig. III-31). Les valeurs de $\mathbf{tg} \alpha_1$ et de H_{AP1} sont déjà connues. Désignons par:

$\mathbf{tg} \alpha_3$ – la tangente de l'angle entre le plan horizontal et la pente de colline près de la tranchée 04-02;

H_{AP3} – l'amplitude verticale apparente dans le log de la tranchée 04-02.

Nous avons obtenu:

$$\mathbf{tg} \alpha_3 = 0.027964616$$

$$H_{AP3} = 0.23\text{m}$$

En utilisant les formules (3.4) et (3.5), nous avons estimé:

$$l = 2.90\text{m} \quad (\text{Déplacement horizontal});$$

$$h = 0.15\text{m} \quad (\text{Déplacement vertical}).$$

Les résultats obtenus par les données des tranchées 04-01 et 04-02 (Fig. III-34; Fig. III-31) sont:

$l = 3.48\text{m}$ (Déplacement horizontal);

$h = 0.13\text{m}$ (Déplacement vertical).

De ce fait, finalement nous avons trouvé que les déplacements (3.6) correspondent au troisième séisme daté de 1984-1751 ans B.C. à 1755-1616 ans B.C.

$$\begin{aligned} l &= 2.8 - 3.48\text{m} \\ h &= 0.13 - 0.15\text{m} \end{aligned} \quad (3.6)$$

D'après les calculs effectués, le coefficient de corrélation entre les déplacements maximaux verticaux et horizontaux ($K = \frac{H_{\max}}{L_{\max}}$), ce qui donne : $\frac{1}{19}$ à $\frac{1}{27}$. Selon les formules de Wells and Coppersmith (1994), les déplacements (3.6) correspondent à un séisme de magnitude $M_w = 7.30-7.37$.

III-2.6. Conclusions concernant la partie de Khonarasar-Porak de la faille Pambak-Sevan-Syunik

Pendant les recherches effectuées pendant la période 2003-2005 a été réalisé l'étude détaillée de la partie de Khonarasar-Porak de la faille de Pambak-Sevan-Syunik. Une grande quantité d'informations nouvelles a été obtenue. L'analyse de ces informations a permis de réviser nos premières hypothèses concernant de l'activité tectonique de ce segment. Plusieurs paramètres concernant les déplacements et les datations évaluées lors des recherches précédentes ont été corrigés. Une grande quantité d'informations nouvelles a été ajoutée à la base de données de la faille de Pambak-Sevan-Syunik. Les résultats obtenus peuvent être divisés par deux parties: les résultats géologiques; et les résultats archéologiques.

Résultats géologiques:

Au lieu de trois séismes décrivant dans les publications précédentes (Karakhanian, et al., 2004c; Trifonov & Karakhanian, 2004), les recherches archéosismiques et paléosismiques ont permis découvrir les traces de quatre séismes anciens qui ont affecté le segment Khonarasar-Porak de la faille de Pambak-Sevan-Syunik (sous-chapitre III-2.5.6.). Les détails de ces séismes sont présentés sur le tableau III-8. L'analyse des données permet de supposer que l'un de ces séismes a détruit la cité ancienne de Gekhakar (Evénement-III sur le tableau III-8 ; sous-chapitre III-2.3; sous-chapitre III-2.5.6.). La date de ce séisme a été estimée par les datations radiocarbone des échantillons prélevés dans la cité de Gekhakar et les tranchées. En utilisant les informations obtenues du site des inhumations anciennes nous

avons essayé de reproduire les traces des escarpements de chaque événement. Les résultats ont présenté sur la figure III-40.

Tableau III-8: Les événements sismiques découverts par les recherches archéosismiques et paléosismiques sur la partie d' Khonarasar-Porak de la faille de Pambak-Sevan-Syunik

N° de tremblement de terre	Déterminé dans	Date approximative	Date inférieure	Date supérieure	Déplacement (m)		M _w
					horizontal	vertical	
Événement-I	- Tranchée 03-01 - Tranchée 04-1 - Tranchée 04-2 - Tranchée 04-3 - Tranchée Tsursar	21931-21586 B.C.	—	—	—		—
Événement-II	- Tranchée 03-01 - Tranchée 04-1 - Tranchée 04-2 - Tranchée 04-3	—	5774 B.C.	4992 B.C.	—		—
Événement-III	- Tranchée 03-01 - Tranchée 04-1 - Tranchée 04-2 - Tranchée 04-3 - Cité de Gekhakar - Citadelle de la cité de Gekhakar	—	1984-1751 B.C.	1755-1616 B.C.	3.48	0.13	7.37
Événement-IV	- Tranchée 04-1 - Tranchée 04-3 - Tranchée 05-1 - Tranchée Tsursar - Tombe ascienne	—	12-9 siècles B.C	—	—		—

Pendant ce travail nous avons proposé une méthode d'évaluation des déplacements horizontaux et verticaux pour les séismes anciens (sous-chapitre III-2.5.7.). En utilisant cette méthode ainsi que le MNT (Modèle Numérique de Terrain), les déplacements du troisième séisme ont été estimés (tableau III-8; sous-chapitre III-2.5.7). Sur la base de ces déplacements a été effectuée l'estimation de la magnitude du troisième séisme qui est $M_w=7.37$ (tableau III-8; sous-chapitre III-2.5.7).

Les MNT créés pour tous les sites étudiés, le nivellement des escarpements, et la topographie détaillée fait par la station totale et par GPS cinématiques réalisées pendant les recherches ont permis de déterminer les déplacements horizontaux et verticaux des escarpements et des repaires morphologiques:

- Le volcan Khonarasar est utilisé pour l'estimation de la vitesse de déplacement long terme du segment d'Artanish-Tskhuk (Trifonov et al., 1994; Philip H. et al. 2001). Le déplacement horizontal entre les deux parties déplacées du volcan, a été évalué dans un premier temps à 750-800 mètres (Karakhanyan, A., et al., 1989; Philip H. et al. 2001). Une étude plus précise

nous a permis d'évaluer le déplacement du volcan de Khonarasar à 680 mètres (sous-chapitre III-2.2.; Fig. III-7). Pour ce qui concerne l'âge du volcan, il y a deux évaluations différentes : 150-200 Ka (Trifonov et al. 1994); et 1.4 ± 0.03 Ma (Philip H. et al. 2001). En conséquence, la vitesse de déplacement horizontale long terme du segment d'Artanish-Tskhuk est de 3.4-4.5 mm/an (en utilisant l'âge de volcan Khonarasar évalué par Trifonov et al. 1994) et de 0.49 ± 0.01 mm/an (en utilisant l'âge de volcan Khonarasar évalué par Philip H., et al., 2001).

- Sur la distance de 3.5 kilomètres vers Sud-ouest de volcan Khonarasar nous avons étudié les déplacements cumulés à partir des déplacements de lits des rivières (Le point 3 sur Fig. III-2). Sur ce site nous avons évalué le déplacement dextre de 76 à 79 mètres (Fig. III-21; Fig. III-21) avec une composante normale faible de 2.2 à 2,4 mètres (sous-chapitre III-2.4). Le coefficient de corrélation entre les déplacements maximaux verticaux et horizontaux: $K = \frac{H_{\max}}{L_{\max}} = \frac{1}{34}$.
- A une distance de 6 km du volcan de Khonarasar, vers le Sud-ouest, nous avons étudié une colline sur la quelle a été découverte un complexe d'inhumations ancien. L'analyse effectuée a permis d'estimer le déplacement total horizontal de la colline. Il est égal à 27-28 mètres dans le sens dextre (Fig. III-26).

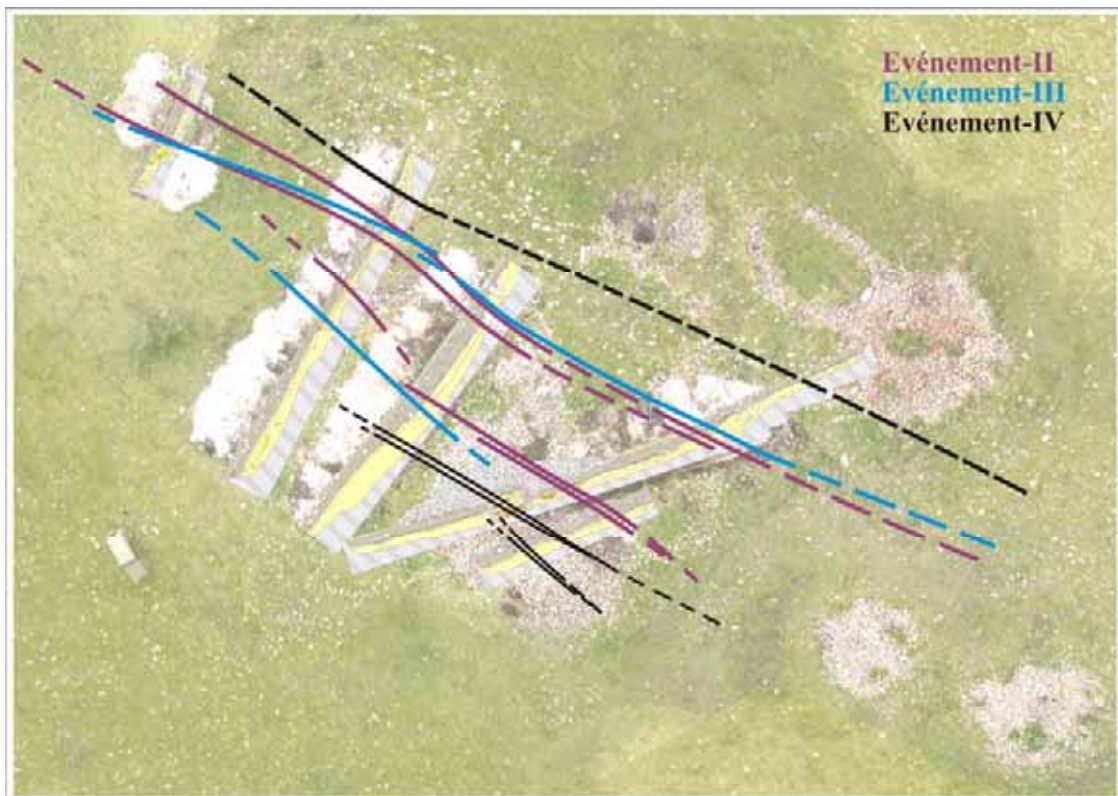


Figure III - 40 : Les traces supposées des escarpements formées pendant chaque événement.

Résultats archéologiques:

Les recherches archéologiques ont permis de déterminer que la cité de Gekhakar (sous-chapitre III-2.3) est une cité archéologique à deux niveaux qui se rapportent à l'époque du bronze moyen. Elle a fonctionné durant toute la période du bronze moyen (2200-1500 B.C.). (Fig. III-17 ; Tableau III-3). C'est la première cité de cette époque découverte sur le plateau Arménien. Cet argument contraint à réviser les hypothèses admises jusqu'à présent sur le mode de vie nomade des gens de l'époque du bronze moyen. Les recherches ont montré que la cité de Gekhakar a subi une démolition à cause d'un fort tremblement de terre daté de 1984-1751 ans B.C. à 1755-1616 ans B.C. (sous-chapitre III-2.3).

Pendant les recherches réalisées un nouveau type d'inhumation ancienne (tombes) a été découvert (sous-chapitre III-2.3). L'une de ces tombes a été déformée. La cause des déformations a probablement été due à un tremblement de terre. Dans le résultat de recherches archéologiques cette tombe a été datée du 12-9 siècles B.C. (fin de l'époque du bronze - début de l'époque du fer) (sous-chapitre III-2.5.2.).

III-3. LA STRUCTURE DE PULL-APART BASIN DE PORAK

LE SITE DE CONFLUENT DES AFFLUENTS SUPERIEURS DE RIVIERE VOLOR /KURBAGCHAI/ (Zone de recherches – B)

On observe au Sud-est du volcan de Porak deux failles parallèles formant la structure de *Pull-apart basin* de Porak (B sur Fig. III-1). La branche Sud-ouest de la structure est plus marquée dans la morphologie que celle du Nord-est. La première description de cette branche a été faite en 2000-2001 (Avagyan, 2001). Le déplacement horizontal cumulé maximal a été estimé à 120 mètres. A environ un kilomètre de ce site un pétroglyphe avec la représentation d'une éruption volcanique a été découvert (Avagyan, 2001; Karakhanyan, et al., 2002; Trifonov & Karakhanyan, 2004). En été 2005 notre équipe (avec la participation de V. Davtyan, A. Karakhanyan et M. Avanesyan) a effectué une étude additionnelle aux travaux précédents avec comme but de préciser les données existantes et d'en acquérir de nouvelles.

A une distance de 10 kilomètres vers le Sud-est du volcan de Porak, la faille traverse la pente nord-est d'une colline. Dans ce site, elle est composée de plusieurs segments en échelon en relais senestre (*left step*), bien visible sur le terrain. Ces segments ont une cinématique décrochante dextre avec une composante normale faible. La longueur des segments est de 400 à 600 mètres. Le long de la faille, les lits des ruisseaux et des rivières sont déplacés, en produisant des zones de marécages et des secteurs où le lit des rivières est parallèle à la faille (tracé en baïonnette).

Pendant les travaux sur le terrain on a déterminé les géométries et les amplitudes des escarpements au moyen de mesures de nivellement le long des lits des ruisseaux déplacés ainsi que des profils verticaux disposés perpendiculairement aux escarpements de faille. Le traitement des données a été effectué avec des logiciels GIS. En utilisant les cartes à l'échelle 1 : 25000, on a créé un modèle numérique trois D de la zone d'étude. On a effectué également l'interprétation des images aériennes et satellitaires.

Le modèle 3D de terrain drapé par l'image aérienne est présenté sur la figure III-41. Par les flèches sont indiqués les escarpements des segments de faille formant l'échelon en relais senestre (*left step*)

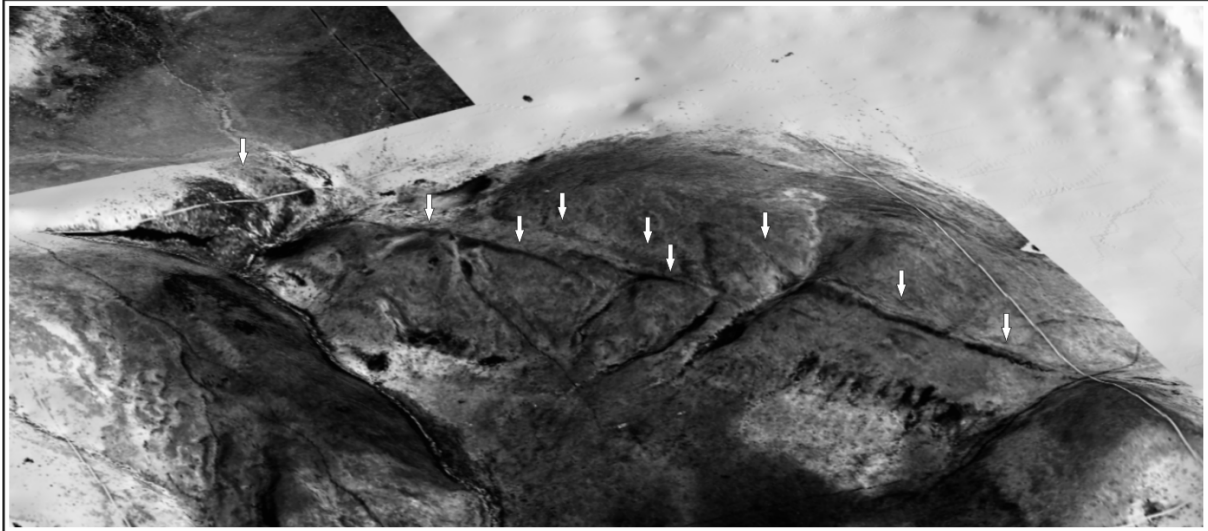


Figure III - 41 : Modèle 3D de la colline déplacée dans la zone de Pull-apart basin de Porak drapé avec une image aérienne. Ce modèle a été préparé en utilisant les logiciels GIS (Geographic Information System).

Pour estimer les déplacements horizontaux on a pris comme repères les lits des rivières et des ruisseaux déplacés. La précision de ces mesures dépend de la résolution de la reconstitution du relief original. Ci-dessous, nous allons essayer reconstituer et de discuter les modèles les plus vraisemblables des paléo-reliefs.

III-3.1. Modèle 1

L'étude des images aériennes a permis de mettre en évidence des sites de relief déplacé le long de la faille. Sur la figure III-42 est représentée l'image agrandie de la photo aérienne d'échelle 1 : 100 000 de la zone de jonction des affluents de rivière Volor (Kurbagchai). Sur ce document on peut bien discerner le déplacement de la colline. Ce déplacement est de 229 mètres. Le déplacement du lit de ruisseaux est de ≈ 219 mètres.

Pour l'étude plus détaillée de cette zone, examinons une autre image aérienne à l'échelle 1 : 10 000 (Fig. III-43). Ici on voit plus de détail sur la disposition spatiale des ruisseaux et des rivières (Fig. III-43). Pour plus de clarté, on désignera les segments et les lits des ruisseaux par des lettres de **a** à **d** pour les premiers et par des chiffres romains (**I** à **IV**) pour ces derniers.

Le premier modèle est basé sur la supposition que les lits **I'** et **I''** sont des paléo-lits du même ruisseau **I**, le lit **II'** est le paléo-lit du ruisseau **II**, et le lit **III'** est de paléo-lit de rivière **III**.

On distingue trois déplacements du ruisseau **I** par le segment **b1**, qui est en tout de ≈ 219 mètres. Ces déplacements sont séparément de 148 mètres, 60 mètres, et le dernier et le plus récent de 11.3 mètres (Fig. III-43). Le déplacement entre les lits **II** et **II'** est comparable

au déplacement entre les lits **I** et **I'** soit de 219 mètres (Fig. III-43). Le lit de rivière **III** est déplacé par le segment **c** de 93 mètres. En ce qui concerne le lit **IV'**, il faut noter que c'est un affluent indépendant de la rivière **III**, et il n'est pas la paléo-continuation de rivière **IV** comme cela parait sur la Figure III-43. En 3D le lie **IV'** se trouve beaucoup plus élevé que le lit **IV**.

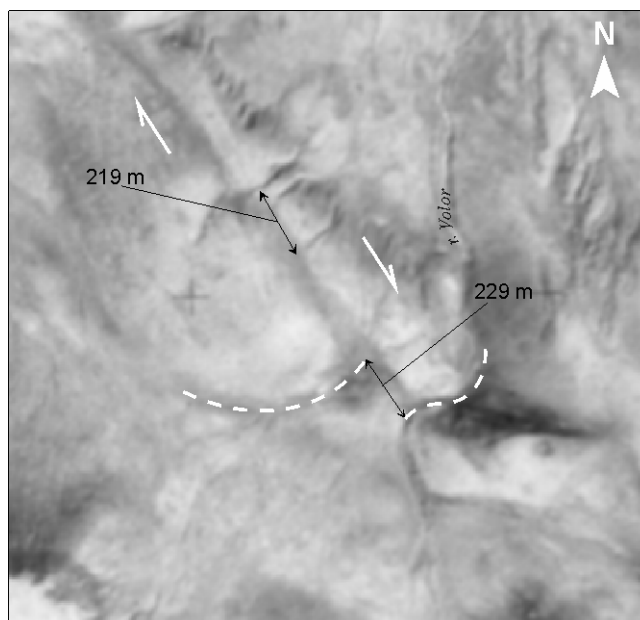


Figure III - 42 : *Fragment agrandi de l'image aérienne d'échelle 1 : 100 000 de la zone de jonction des affluents de la rivière Volor (Kurbagchai), sur laquelle on peut bien discerner le déplacement de la colline.*

Les quantités de déplacements des lits des ruisseaux **I** et **II** dépassent de plus de deux fois la quantité de déplacements du lit de rivière **III**. Ceci est surprenant sachant que les lits des rivières sont plus anciens que les lits des ruisseaux. La distance entre les ruisseaux et les rivières étant de 630 mètres environ, on doit considérer que sur cette courte distance, la faille ne change pas sa direction et la différence substantielle entre les vitesses horizontales de déplacement des lits des ruisseaux et des rivières est peu vraisemblable. On peut conclure que la double différences entre déplacements horizontaux des ruisseaux et des rivières sur cette courte distance est impossible. Mais, si on prend en considération l'existence du lac dans la zone de contact de rivière **III** avec le segment **c**, qui pourrai masquer le paléo-lit **III**, alors le déplacement de la rivière **III** peut être estimé jusqu'au 229 mètres, comme celui de déplacement de la colline (Fig. III-43). Ainsi, sur la base de modèle 1, le déplacement maximale cumulé peut être estimé 229 mètres.

Si on considère que le relief de ce site correspond à la période post- glaciaire, les ruisseaux ont dû se former après la fusion des glaces. Cela signifie, que l'âge de ce relief est à peu près de 15 Ka (l'explication va suivre ci-dessous). Dans ce cas, la vitesse de déplacement serait de ≈ 15 mm/an, ce qui est beaucoup plus élevé (environ 4 fois) que l'estimation maximale des vitesses effectuée pour les autres partie du segment de Artanish-Tskhuk (3-4 mm/an, Trifonov et al. 1994; 0.53-0.64 mm/an Philip et al. 2001). Cette grande différence entre les estimations exige des explications. En conséquence, on peut supposer des erreurs soit de l'estimation des décalages des lits, soit de l'estimation de l'âge du relief.

Il est fort probable, que les déplacements maximaux des ruisseaux **I** et **II** qui viennent d'être proposés plus haut sont exagérés, et le lit **I''** n'est pas une continuation logique du lit **I** (Fig. III-43). Egalement, le lit **II'** n'est pas une continuation logique du lit **II** (Fig. III-43).

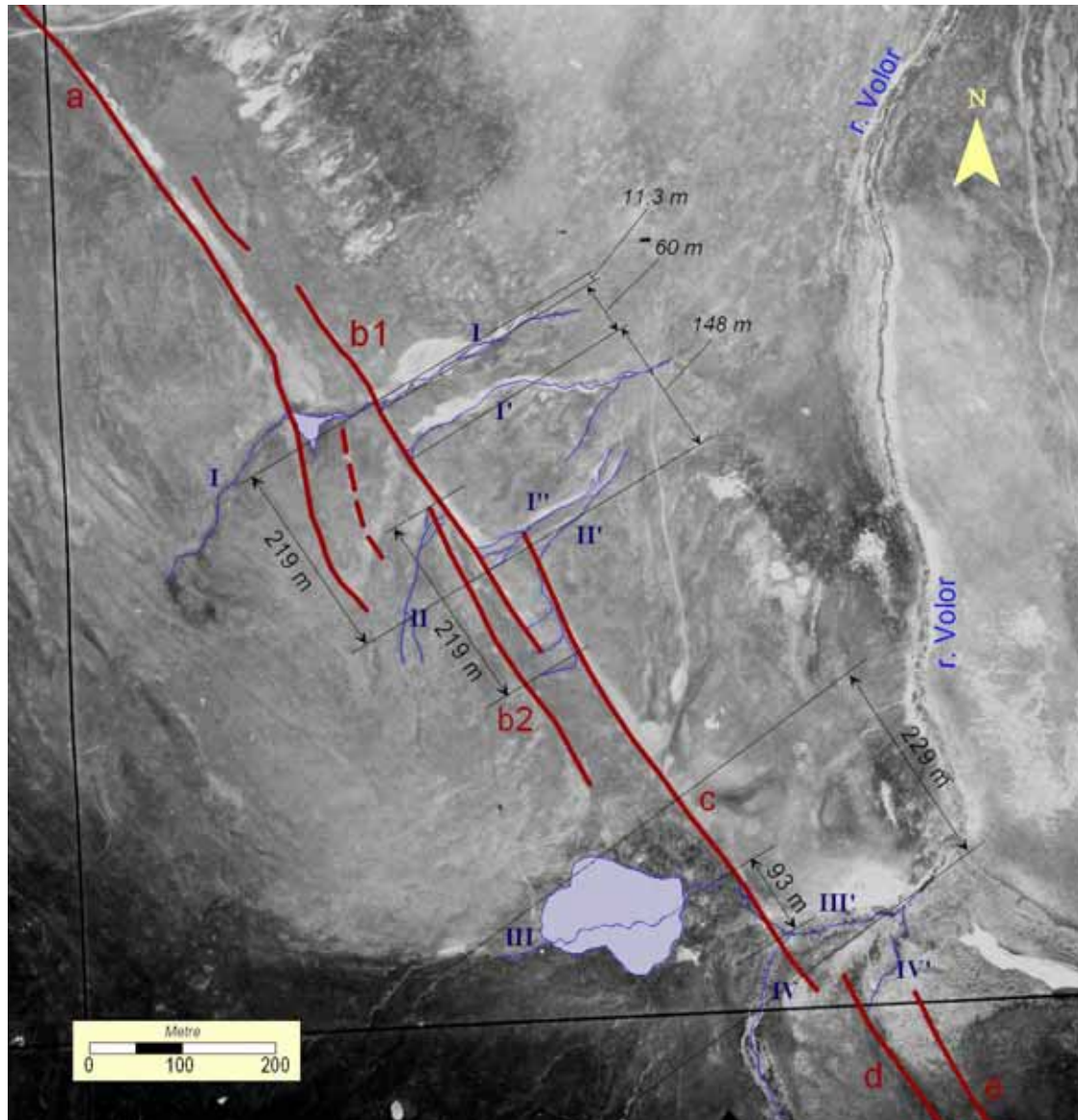


Figure III - 43 : Image aérienne d'échelle 1 : 10 000 de la zone de jonction des affluents de la rivière Volor. Les déplacements ont été estimés avec le modèle 1.

Examinons l'autre modèle de déplacement. Pour cela, nous avons étudié plus en détail le relief et chaque lit séparément, particulièrement dans les zones d'intersection avec la faille.

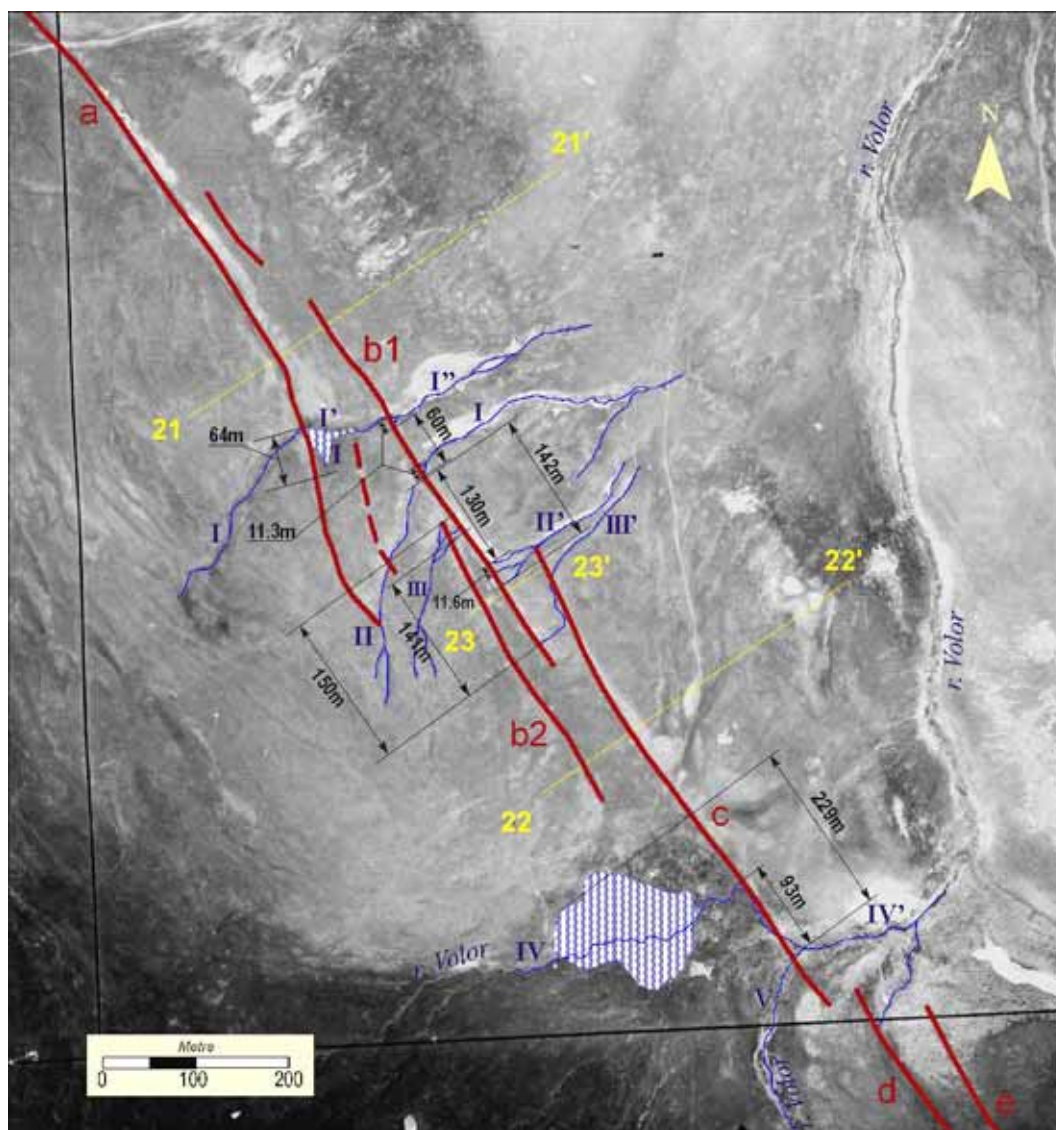


Figure III - 44 : Image aérienne de l'échelle 1 : 10 000 de la zone de jonction des affluents de la rivière Volor. Les déplacements sont estimés avec le modèle 2.

III-3.2. Modèle 2

Ce modèle est fondé sur la supposition que les déplacements des ruisseaux ne sont pas moins importants que dans le Modèle 1. En particulier nous supposons que: les lits I' et II' sont les paléo-lits du ruisseau I et que le lit III' est le paléo-lit du ruisseau II et enfin que le lit IV' est le paléo-lit du ruisseau III (Fig. III-44).

Dans la zone d'intersection du lit I avec le segment a de la faille il y a eu la formation de marais qui est la conséquence du déplacement de pente de la colline par la faille, ce qui a également abouti au déplacement horizontal et vertical du lit I, et a barré le ruisseau (Fig. III-44). En partant des observations sur le terrain la cinématique de mouvement ici peut être estimée comme décrochante dextre avec une composante normale mais où prédomine la composante décrochante. L'abaissement de bord ouest et le déplacement de la pente de la colline forment une dépression sur le tracé du ruisseau, dans laquelle s'est formé un marais.

Par la suite, la partie barrée a été érodée par le ruisseau. A l'époque actuelle, ce lit fonctionne périodiquement. Nous supposons que la partie méridionale de la zone de marais représente le paléo-lit du ruisseau **I**, qui n'a été que peu érodé et a conservé son apparence originelle (Fig. III-44). Les processus d'érosion des lits affectent le rivage Nord de ruisseau **I** (noté par **I'** sur le rivage est du segment **a**) (Fig. III-44). Ce processus contribue à accentuer la courbure du tracé du ruisseau. En admettant ces suppositions, le déplacement cumulé du ruisseau **I** par le segment **a** est de 64 mètres (Fig. III-44). A l'heure actuelle, le lit du ruisseau **I** passe approximativement par le centre de la zone des marais, et a un décalage de 32 mètres environ. Donc, le déplacement horizontal sur le segment peut être estimé dans l'intervalle 32-64 mètres (Table III-9).

Il paraît évident que le ruisseau **I''** s'est formé dans le prolongement de **I'** par suite du déplacement vers le Sud-est du lit du ruisseau **I** par le segment **b1** dans le compartiment Est, (Fig. III-44). Ici on observe au moins deux déplacements avec des grandeurs de 60 mètres et 11.3 mètres environ (Fig. III-44). Donc le déplacement horizontal total du ruisseau **I** est au minimum de 103.3 mètres; le déplacement maximal étant de 133.3 mètres.

Le lit du ruisseau **II** a été déplacé par les segments **b1** et **b2** (en supposant que le lit **II'** et le paléo-lit du ruisseau **II** (voir ci-dessus)). Le déplacement horizontal total du ruisseau **II** mesure est au minimum de 130 mètres et au maximum de 142 mètres (Fig. III-44). Le déplacement horizontal total du ruisseau **III** est au minimum de 141 mètres et au maximum de 150 mètres (Fig. III-44). La terminaison triple du lit **III** près du segment **b2** correspond au commencement triple du lit **II'** près du segment **b1** (Fig. III-44). Nous considérons que dans le passé, dans l'un des épisodes de déplacement, ces lits sont été reliés (Fig. III-44).

Dans le modèle actuel (Modèle 2), le déplacement horizontal de la rivière de Volor (lits **IV** et **IV'** sur la Fig. III-44) nous estimons analogiquement au modèle 1 (sous-chapitre III-3.1.; les lits **III** et **III'** sur la Fig. III-43). C'est-à-dire: le déplacement minimale de 93 mètres ; le déplacement maximale de 229 mètres (Fig. III-43; Fig. III-44).

Ensuite nous allons essayer d'évaluer le déplacement vertical de la topographie sur ce site. La colline étudiée se prolonge le long de la faille. La trace de la faille traverse la pente NE de la colline qui est parallèle au vecteur de la composante horizontale du déplacement (Fig. III-41). Ce cas correspond à la première partie de la formulation concernant les mesures des amplitudes verticales de déplacements citée dans le sous-chapitre III-2.4. Alors, nous pouvons essayer d'estimer l'amplitude verticale cumulée des déplacements pour chaque segment. Nous avons donc réalisé des profils topographiques perpendiculairement à la faille (Fig. III-44). L'estimation des amplitudes verticales des escarpements sur les profils a été réalisée conformément à la méthode de mesure des escarpements de faille normale (McCalpin, 1996).

Le profil *21 – 21'* traverse les segments **a** et **b1** (Annexe 3 *Prof. 21-21'*, Fig. III-44). A l'endroit d'intersection avec le profil *21 – 21'*, le segment **b1** se propage par la pente NE de la colline qui se situe parallèlement au vecteur de la composante horizontale du déplacement (sous-chapitre III-2.4) Fig. III-44; Fig. III-41). Donc, l'amplitude verticale cumulée de 1.1 mètres mesurée sur le profil (Annexe 3 *Prof. 21-21'*) correspond au déplacement **vertical réel** (sous-chapitre III-2.4; Fig. III-23). A l'endroit de l'intersection avec le profil *21 – 21'*, le segment **a** se prolonge tout près de la crête de la colline (Fig. III-44; Fig. III-41). Ici, la pente de la colline n'est pas parallèle au vecteur de la composante horizontale du déplacement (sous-chapitre III-2.4; Fig. III-23). Donc l'amplitude verticale estimée par nous de 11.0 mètres correspond à un déplacement **vertical apparent** (**H_{AP}**) (Annexe 3 *Prof. 21-21'*) (sous-chapitre III-2.4).

Aux endroits d'intersection de escarpement **b2** avec les profils 22 – 22' et 23 – 23' et de escarpement **c** avec le profil 22 – 22' la pente de la colline n'est pas parallèle au vecteur de la composante horizontale du déplacement (Fig. III-44; Fig. III-41). Alors, d'après les profils mentionnés, pour les segments **b2** et **c** nous ne pouvons déterminer que des déplacements **verticaux apparents** (H_{AP}) (Annexe 3 *Prof. 22-22'*; *Prof. 23-23'*) (sous-chapitre III-2.4). L'amplitude **verticale réelle** de déplacement pour l'escarpement **c** ne peut être déterminée que par le profil 23 – 23' (Annexe 3 *Prof. 23-23'*; Fig. III-44; Fig. III-41). Ici, à l'endroit de l'intersection du segment **c** avec le profil 23 – 23' la pente de la colline n'est pas parallèle au vecteur de la composante horizontale du déplacement. Dans la Table III-9 les estimations des rejets horizontaux et verticaux des ruisseaux **I**, **II**, **III** et **IV** sont évalués par le modèle 2 (Fig. III-44).

Tableau III-9: Les estimations des rejets horizontaux, verticaux des ruisseaux I, II, III et IV évalués par le modèle 2. Conformément au sous-chapitre III-2.4: H_{AP} – est le déplacement vertical apparent; h_R – est le déplacement vertical réel.

Stream	Minimal horizontal offset (metre)	Maximal horizontal offset (metre)	Displacements along segments	Maximal vertical offset (metre)			Vertical displacement estimate (metre)
				Profile			
				21-21'	22-22'	23-23'	
I	103.3	133.3	a	11 (H _{AP})	–	–	1.1 ≤ h _R ≤ 1.3
			b1	1.1 (h _R)	–	1.3 (h _R)	
II	130	142	b1	1.1 (h _R)	–	1.3 (h _R)	1.1 ≤ h _R ≤ 1.3
III	141	150	b1	1.1 (h _R)	–	1.3 (h _R)	1.1 ≤ h _R < 3.2
			b2	–	3.2 (H _{AP})	10 (H _{AP})	
IV	93	229	c	–	3.0 (H _{AP})	1.5 (h _R)	1.5 ≤ h _R < 3.0

Les évaluations des déplacements horizontaux de la rivière de Volor (IV dans tableau III-9) sont très approximatives à cause de la zone de marais au SW du segment **c** (Fig. III-44). Donc, l'estimation finale des déplacements moyens sur l'ensemble du site étudié à partir du modèle 2 ne tiendra pas compte de ces dernières données. De ce fait les déplacements moyens seront:

- Horizontal: de 125 à 142 m;
- Vertical: de 1.1 à 1.5 m.

Pour estimer les vitesses de déplacement il est nécessaire de savoir l'âge approximatif des objets morphologique ou géologique déplacé.

III-3.3. Les repères des âges

La répartition spatial de la calottes glaciaires, les périodes de leur existence sont importantes pour l'estimation d'âge des objets géologiques dans des zones subit à la glaciation. L'époque de la dernière glaciation en Arménie n'est pas assez bien étudiée. Un âge 30 à 10 Ka a été donné à la limite supérieure. L'incertitude existe concernant également la répartition spatiale. Concrètement il n'y a aucune information sur la zone de notre étude, et nous n'avons que les résultats de nos observations.

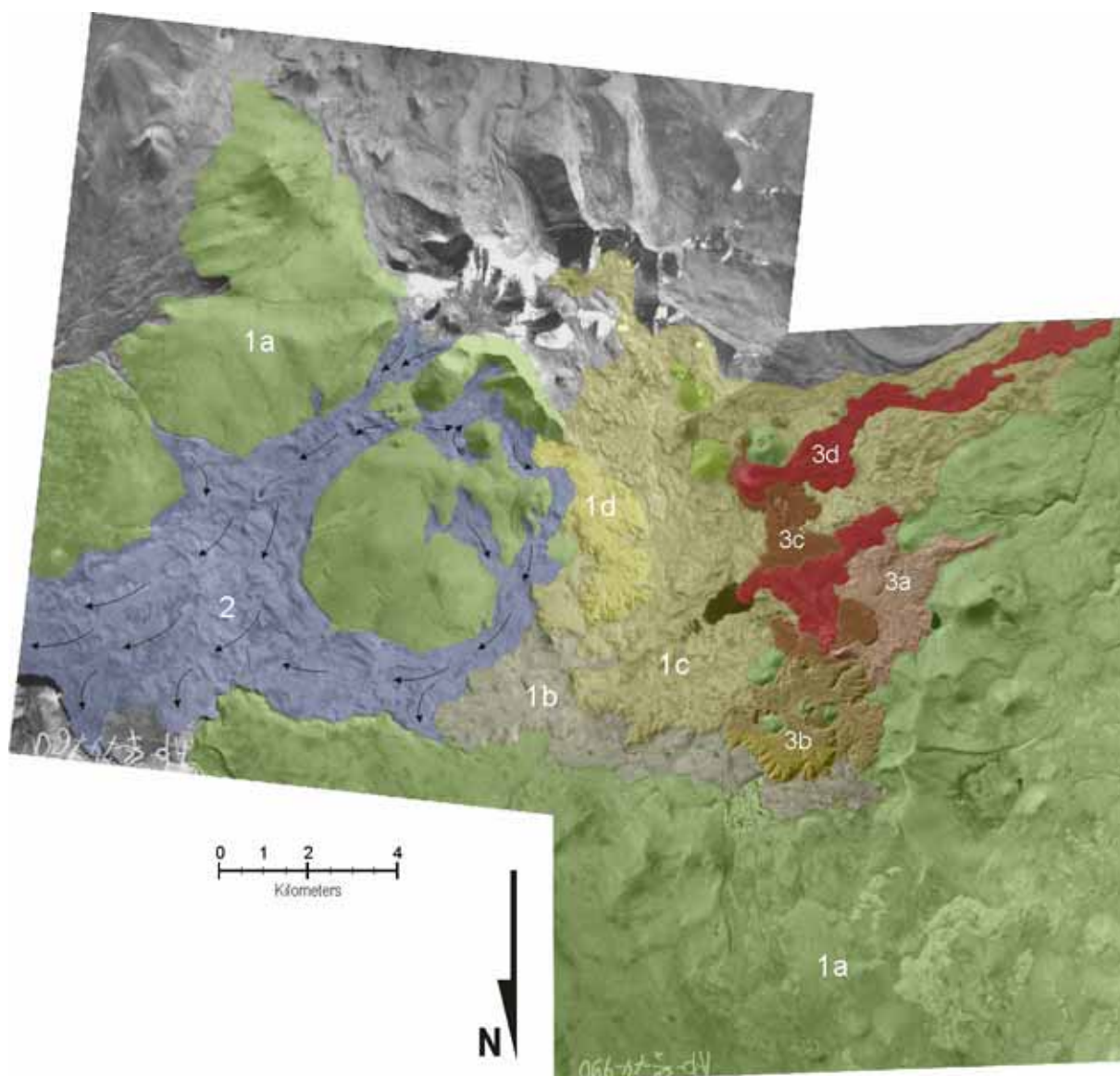


Figure III - 45 : Image aérienne d'échelle 1 : 100 000 de la zone de Pull-Apart basin de Syunik.

Ont distingué trois types de reliefs:

- 1 a, b, c, d – topographie ancienne sans évidences de forme et/ou de sédiments glaciaires d'âge 120-70 Ka;
- 2 – topographie ancienne avec des évidences de formes et/ou de sédiments glaciaires correspondant à l'âge de glaciation wurmien 70-15 Ka;
- 3 a, b, c, d – coulées de laves de holocènes correspondants à l'âge ≤ 15 Ka.

A 4.5 kilomètres au Sud de volcan Porak on a découvert les traces du glacier. Se sont des hachures sur les blocs de coulées des laves. A la distance de 10 kilomètres au Nord-ouest de Porak sur l'altitude de 2300 mètres dans les tranchées paléosismologiques on fixe le changement brutal de la couleur du sol (de brun foncé à jaune clair). Ce dernier fixe la frontière du passage de la période glaciaire à la période post glaciaire (sous-chapitre III-2.5.3). La vallée de la rivière Volor se trouve à l'altitude de 3100 mètres et l'existence des glaciers est fort probable. Mais pendant nos travaux sur le terrain, sur la colline avec des ruisseaux I, II, III (Fig. III-44) nous n'avons pas trouvé aucunes trace de la glaciaires et d'exoration.



Figure III - 46 : Photo de la zone de Pull-Apart basin de Syunik présentant les reliefs de différents âges:
1 a – topographie ancienne sans évidences de forme et/ou de sédiments glaciaires d'âge 120-70 Ka; 2 – topographie ancienne avec des évidences de formes et/ou de sédiments glaciaires correspondant à l'âge de glaciation wurmien 70-15 Ka; 3 b – coulées de laves de holocènes correspondants à l'âge ≤ 15 Ka.

Pour étudier plus en détaille cette question, nous allons examiner la zone de Pull-Apart du basin de Syunik. Elle se trouve à 20 kilomètres de zone de Pull-apart basin de Porak et elle a presque même altitude sur la surface de la mère. Sur la figure III-45 l'image aérienne d'échelle 1 : 100 000 de la surfasse de la zone de Pull-Apart du basin de Syunik on est présenté. Ont distinguent trois types de reliefs: 1 a, b, c, d – topographie ancienne et coulée volcanique pléistocène qui ne comprennent pas des évidences de forme et/ou de sédiments glaciaires; 2 – topographie ancienne avec des évidences de formes et/ou de sédiments glaciaires; 3 a, b, c, d –coulées de laves de holocènes (Fig. III-45). Chronologiquement la première type de relief (1 a, b, c, d sur la figure III-45) est le plus ancien. Il se trouve au-dessous de deuxième type de relief (2 sur la figure III-45). L'absence des évidences de l'influence du glacier sur la surface de relief de première type (1 a, b, c, d sur la figure III-45) donne prétexte à supposer, que pendant le dernier période glaciaire la surface de cette zone n'a été recouverte que partiellement par les glaciers (Fig. III-45). On considère, que l'âge inférieur de la surface du plateau volcanique de Syunik est quaternaire supérieur (≤ 120 -Ka; Mkrtchian et al., 1970). Donc, l'âge du premier type de relief peut être estimé de 120-70 Ka (la dernière période glaciation est la glaciation wurmienne – de 70 Ka jusqu'à 11 Ka). L'existence de formes et/ou de sédiments glaciaires et de couvertures végétales sur le

deuxième type de relief signifie qu'elle correspond à l'âge de la glaciation wurmien – 70-11 Ka. Sur les coulées de laves holocènes (3^{em} type de relief) il y a absence totale de formes et de sédiments glaciaires et de couvertures végétales. Les coulées des laves holocènes recouvrent le relief de type 1 (Fig. III-46), et à partir de troisième génération ils couvrent les reliefs de type 2 (couche 3c sur Fig. III-45).

Pour estimer la limite supérieure de l'âge des sédiments glaciaires retournons sur le site avec des tombes (2 sur Fig. III-2). De la tranchée 03-01 un échantillon de sol des sédiments glaciaires ont a prélevé (Fig. III-33, l'échantillon *Geg2003-VII*). La datation de cet échantillon par la méthode C14 a déterminé un âge de 19750 ± 105 B.P. (Table III-7). Étant donné que l'échantillonnage n'a pas été effectué sur la surface supérieure de cette couche, et que la zone de jonction des affluents supérieurs de rivière Volor se trouve à 800 mètres, c'est-à-dire à une altitude supérieure à l'emplacement de la tranchée 03-01. La limite supérieure de l'âge de la dernière glaciation doit donc être plus récente que la date de 19750 ± 105 BP. La limite supérieure de l'âge de la dernière époque glaciaire peut être estimée à 15 Ka environ.

Ainsi, en additionne on peut dire que :

- pendant la dernière époque glaciaire le territoire de chaîne de Vardenis jusqu'à plateau de Syunik n'a été recouvert que partiellement par les glaciers, en préservant des fragments de relief préglaciaires.
- l'âge des reliefs visibles sur la Figure III-45 correspond pour le Type 1 – 120-70 Ka; pour le Type 2 – 70-15 Ka; et pour le Type 3 – ≤ 15 Ka.

III-3.4. Discussion

Maintenant, comme nous avons les intervalles des âges des reliefs, nous pouvons revenir à la zone de jonction des affluents supérieurs de rivière Volor, pour essayer d'estimer les vitesses de déplacements sur les failles.

1. Comme nous avons déjà cité ci-dessus, pendant les travaux sur le terrain nous n'avons pas trouvé de signe de la présence de glacier sur la colline où passent les lits des ruisseaux et des rivières (Fig. III-41). La probabilité, que pendant la dernière époque glaciaire cette zone n'a pas été recouverte par des glaciers est élevée. C'est-à-dire que le relief de cette zone corresponde à type 1 (Fig. III-45). Le déplacement maximal horizontal par le modèle 1 sur 229 mètres a un âge de 120-70 Ka. Avec le modèle 1, la vitesse de déplacement horizontale pour cette zone est donc 1.9-3.3 mm/an.
2. Bien que nous n'ayons pas trouvé de signe de la présence de glacier sur la colline ne rend pas impossible son existence. Dans le cas où la colline aurait été couverte tout de même par le glacier l'âge des ruisseaux serait postglaciaire, c'est-à-dire qu'il doit correspondre au relief de type 3 avec un âge de 15Ka (Fig. III-45). Mais dans ce cas, la vitesse de déplacement sera ≥ 15 mm/an. C'est beaucoup plus que les vitesses estimées pour la faille de Pambak-Sevan-Syunik à partir des études précédentes (0.53-0.64 mm/an: Philip H. et al. 2001; Avagyan A., 2001. 3-4 mm/an: Trifonov et al., 1994; Trifonov V., Karakhanyan A. 2004a). L'étude GPS fait dans l'étude actuelle a aussi montré une vitesse faible (le déplacement dextre de 0-0.9 mm/an; mouvement inter-sismique de 1.3 ± 0.9 mm/an) pour le segment d'Artanish-Tskhuk (voir chapitre

II; Fig. II-29). Donc, l'âge de relief correspond plutôt à un âge supérieur à 70 Ka (l'âge du relief de type 1 sur Fig. III-45).

3. En utilisant les déplacements estimés dans le modèle 2 (horizontal – de 125 à 142m; et vertical – de 1.1 à 1.5m), les vitesses de déplacements sur le site du *pull-apart* de Porak peut être évaluées : horizontal 1-2 mm/an; vertical 0.01 - 0.02 mm/an.

A notre point de vue les vitesses estimées par les deux modèles peuvent être utilisées pour caractériser les déplacements du site étudié. Mais, la vitesse pour le modèle 1 (1.9-3.3 mm/an) est utilisée comme une vitesse maximale de déplacement alors que pour le modèle 2 (1-2 mm/an) elles correspondent à des vitesses minimales. Les vitesses de déplacements verticales ($\text{vertical}_{\min} \leq 0.016 \text{ mm/an}$; $\text{vertical}_{\max} \leq 0.021 \text{ mm/an}$) sont les mêmes pour les deux modèles.

III-4. LA STRUCTURE PULL APART BASSIN DE SYUNIK

A 30 kilomètres Sud-est de volcan Porak, le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Seva-Syunik traverse le plateau volcanique des hautes montagnes de Syunik (Fig. III-1). L'altitude moyenne de plateau de Syunik est de 3000 mètres. Cette zone reste mal étudiée à cause d'une accessibilité limitée. Des études ont commencé périodiquement en 1967 (Mkrtychyan et al. 1969; Trifonov, 1983; Karakhanyan et al. 1989; 1997a; 1999; 2002; 2004c; Avagyan 2001; Trifonov, Karakhanyan 2004). En particulier, les formations volcaniques d'âge de pléistocène-holocène ont été étudiées, décrites (Mkrtychyan et al. 1969; Trifonov, 1983; Trifonov, Karakhanyan 2004), et comparées avec le volcanisme de la zone du segment d'Artanish-Tskhuk (Karakhanyan et al. 1989; 1997a; 1999; Avagyan 2001; Karakhanyan et al. 2004c; Trifonov, Karakhanyan 2004). Les résultats d'études précédentes sont présentés sur la carte figure III-47a. Selon ces études, le substratum sur le quel se développe les processus tectoniques et volcaniques du pléistocène supérieur et de l'holocène correspond à des roches volcaniques d'âge éocène moyen, néogène, pléistocène inférieur et moyen, représentées par des porphyres de basaltes andésitiques, des dacites et des rhyolites. Les surfaces de ces laves sont très altérées, érodées et souvent couvrent par une couche épaisse de sol (Trifonov, Karakhanyan 2004). Les laves d'âge d'holocène sont représentées trois principales générations de laves de composition basalto-andésitique, pour lesquelles les limites d'âge ont été estimées (Karakhanyan and Saphian, 1970; Karakhanyan et al., 1999; 2001). Les coulées des laves holocènes de la dernière génération sont entièrement privées de la couverture de sol et végétale.

En 1984-1986, G. Grigoryan du Service Géologique de l'Arménie et ses collègues ont effectué des profils sismiques de la région par la méthode des ondes réfractées. Ils ont trouvé deux zones d'atténuation anormales des ondes à des profondeurs entre 1.5 et 2 kilomètres. L'une d'elles se positionne sur le champ des laves holocènes et la deuxième zone, proche de la première, se situe à proximité d'une source thermique (Fig. III-47a). Le forage près de la source thermique a donné la température 100°C à une profondeur de 1 kilomètre. On suppose que les zones anormales représentent la position en profondeur de zones de roches réchauffées ou partiellement fondues (Trifonov, Karakhanyan 2004).

Sur le plateau de Syunik, le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Seva-Syunik forme une structure en *Pull Apart* (Karakhanyan et al. 1989; 1997a; 1999; 2002;

2004c; Avagyan 2001; Trifonov, Karakhanyan 2004). Les descriptions détaillées de cette faille ont été présentées dans les études antérieures. La faille qui limite au Nord-est la structure *Pull Apart* sur toute sa longueur se caractérise par le soulèvement relatif du flanc Nord-est. Sur les surfaces des coulées de laves du pléistocène moyen, les amplitudes de déplacements verticaux atteignent 5 mètres et diminues vers le Sud-est jusqu'à 2-3 mètres (Karakhanyan et al. 1989).

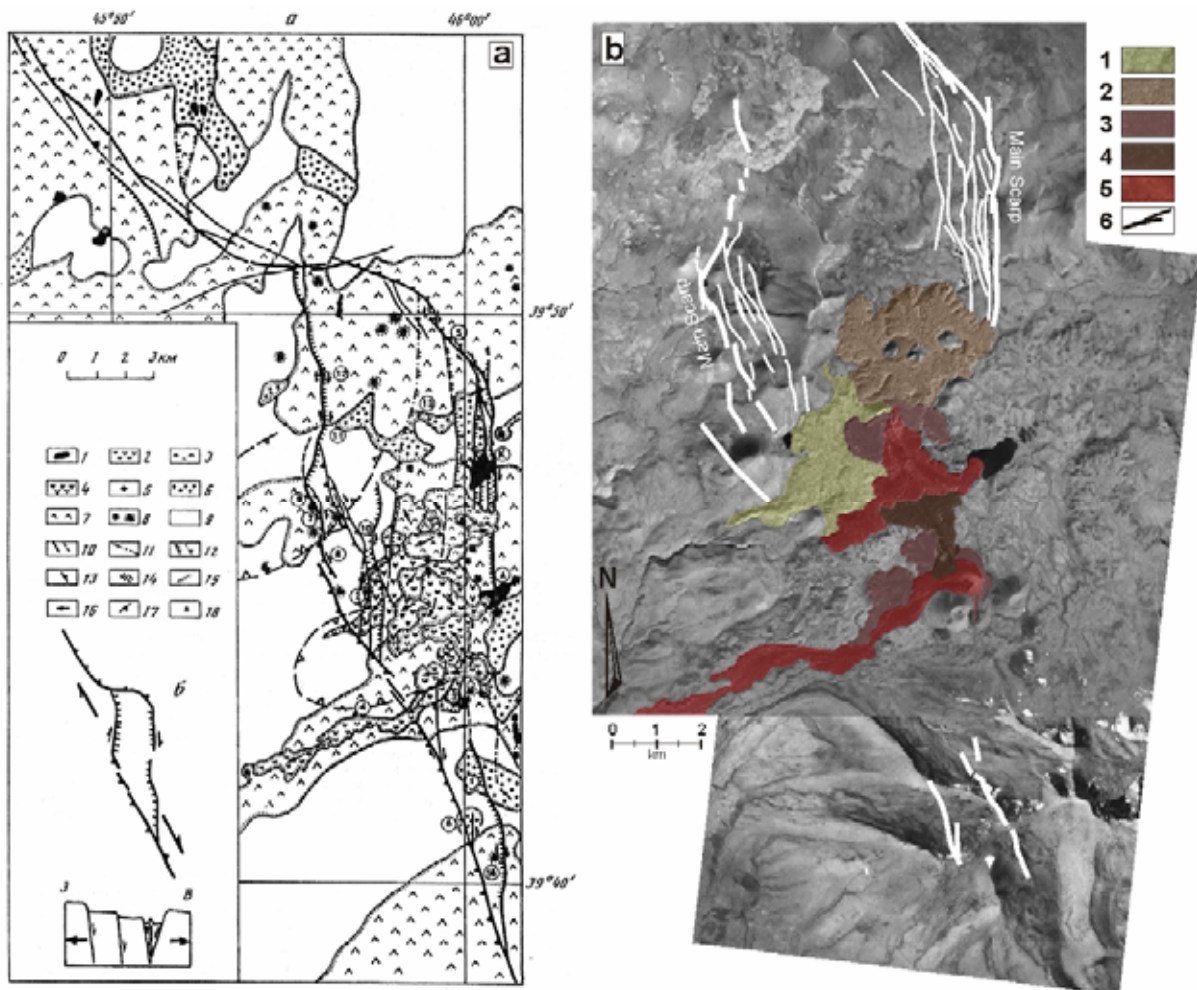


Figure III - 47 : La structure Pull apart bassin de Syunik.

a – Structural and geological map of the Syunik pull-apart basin (Karakhanyan, et al., 1997): 1- contemporary lake; 2 – Holocene lavas of III generation; 3- Holocene lavas of II generation; 4- Holocene lavas of I generation; 5- Pleistocene lava and tephra volcanoes; 6- Late Pleistocene moraine; 7- Middle and Late Pleistocene lavas; 8- Middle and Late Pleistocene lavas and tephra volcanoes; 9- Neogene rhyodacites; 10- Holocene faults; 11- Late Pleistocene faults; 12- normal faults; 13- reverse faults; 14- strike-slip faults; 15- boundary of units or lava flows (dots mark the younger unit); 16- direction of lava or glacier flows; 17- contour of geothermal anomaly; 18- archaeological subject. b - Le distribution spatiale des failles formant le structure de Pull apart bassin de Syunik et des coules des laves d'holocène découverts pendant le recherché actuelle: 1- coulées de laves de I génération d'holocène; 2- coulées de laves de II génération d'holocène; 3- coulées de laves de III génération d'holocène; 4- coulées de laves de IV génération d'holocène; 5- coulées de laves de V génération d'holocène; 6- escarpements des failles actives détectés par la télédétection et observées sur le terrain.

La proportion entre les composantes verticales et horizontales de déplacement est estimé 1/20 (Trifonov, Karakhanyan 2004). La faille qui limite au Sud-ouest la structure *Pull Apart* est composée de segments formant un échelon dextre. Ils se caractérisent par un soulèvement relatif des flancs de Sud-ouest. Les amplitudes de soulèvement atteignent 3.5 mètres. Deux segments relativement pas grand et jeunes (point 6 sur Fig. III-47a) sont décrits dans la partie Sud du *Pull Apart*, sur lesquelles on a mis en évidence des mouvements horizontaux de 11 mètres et verticaux de 2.5 mètres.

Dans les manuscrits anciens, pour la partie de la faille de Pambak-Seva-Suynik situé au Sud du lac Sevan, un seul séisme fort capable d'avoir provoqué une rupture superficielle est décrit (le séisme de Syunik à 1406, avec $M=7.0$). Mais l'épicentre de ce séisme appartient au segment de Tskhuk-Zangezur (PSSF5) qui se situe plus au Sud du segment d'Artanish-Tskhuk (Fig. I-4). En raison de l'absence de séisme important, on peut supposer que pendant la période historique, l'activité du segment d'Artanish-Tskhuk (PSSF4), d'Arpi-Vanadzor (PSSF1) et de Vanadzor-Artanish (PSSF2) (Fig. I-4 se serait manifestée plutôt par du *creep* (Trifonov, 1983; Karakhanyan et al. 1997a; 1999; 2002; Trifonov, Karakhanyan 2004).

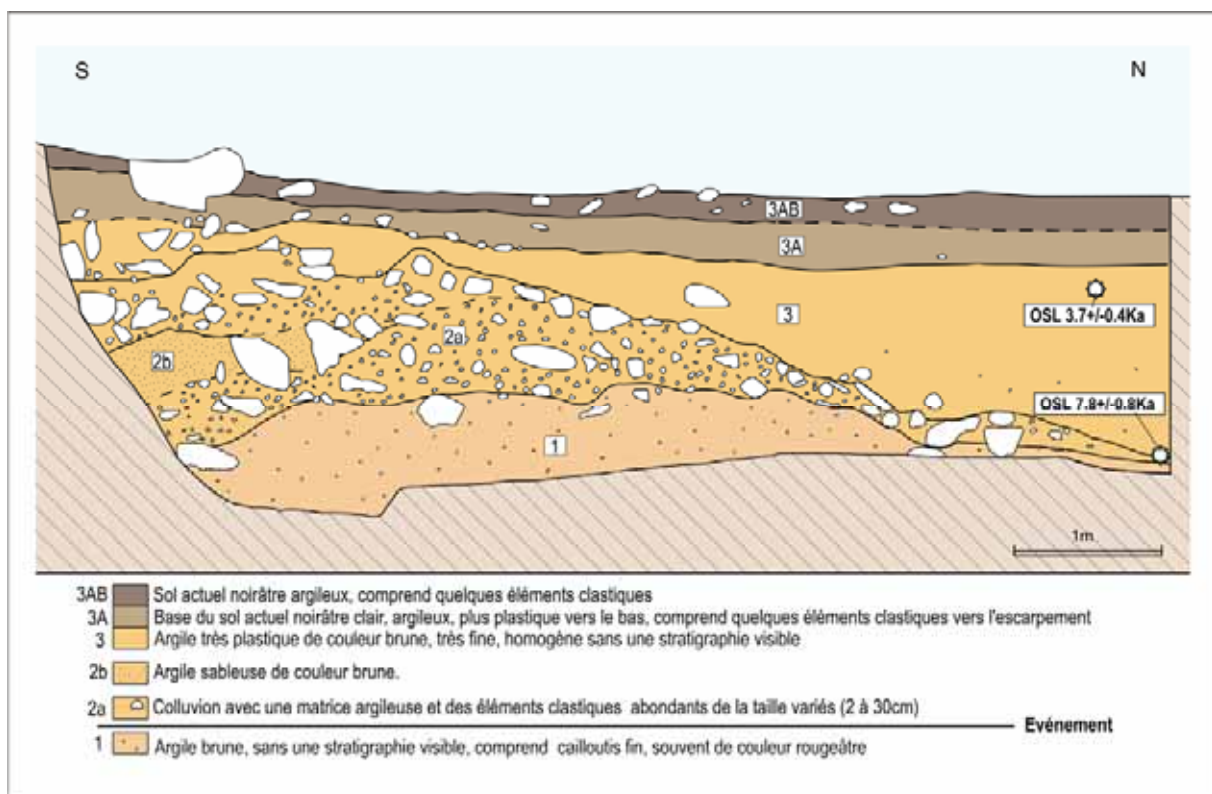


Figure III - 48 : Log de la tranchée de Syunik effectuée par A. Avagyan, H. Philip, A. Karakhanyan et J-F. Ritz (Avagyan, 2001).

Un tremblement de terre situé sur la faille qui limite au Sud-ouest la structure *Pull Apart* de Syunik a été mis en évidence dans la tranchée paléosismologique réalisée par A. Avagyan, A. Karakhanyan, H. Philip et J-F. Ritz, à travers de l'escarpement de la faille dans la partie Sud de la structure *Pull Apart* de Syunik (point 6 sur Fig. III-47a; Fig. III-48). Sa magnitude a été estimée à 7.3, et l'analyse radiocarbone a donné un âge de 5800 ans BC (Avagyan, 2001). À partir des études précédentes les estimations suivantes ont été faites: $M_{\max} \geq 7.3$; *elapsed time* : 7800 ans (Avagyan 2001); la vitesse long terme des déplacements horizontaux : 4-5 mm/an (Trifonov, Karakhanyan, Kozhurin, 1990; 1994).

Les travaux sur le terrain et le déchiffrement des images aériennes de la zone de *Pull Apart* de Syunik permettent de révéler des parties de la faille avec des déplacements horizontaux cumulés de plus de 200 mètres, ces derniers pouvant atteindre jusqu'à 800 mètres par endroits. De notre point de vue, des intervalles de temps aussi long (*elapsed time* - 7800 ans) entre des séismes importants sur cette faille active avec des traces de déplacements horizontaux cumulés aussi grands, nous paraît douteux. En été 2005, dans le but de vérifier les données existantes et de découvrir de nouveaux indices de mouvements tectoniques récents, l'équipe composé de V. Davtyan A. Karakhanyan, V. Trifonov, A. Avagyan, M. Avanesyan et H. Shlepchyan a réalisé une série de nouvelles recherches sur le terrain dans la zone du *Pull Apart* de Syunik. Nous allons présenter ci-dessous les détails et les résultats de ces recherches.

III-4.1. Les études de la zone de Pull Apart de Syunik en 2005

Pendant les travaux sur le terrain nous avons effectué les études détaillées des escarpements de faille de la structure *Pull Apart* de Syunik. Les amplitudes verticales des escarpements sont étudiées au moyen de profils de nivellements topographiques transversaux. Des objets archéologiques montrant des signes de perturbations d'origine tectonique ont été découverts. La topographie détaillée des objets archéologiques a permis d'estimer les déplacements horizontaux. L'échantillonnage de sol pour la datation par la méthode C^{14} a été réalisé. Les études détaillées des images aériennes, l'utilisation des logiciels GIS avec les informations du terrain a permis de réaliser des cartes des escarpements identifiés et d'obtenir une image réaliste de la distribution spatiale des escarpements du segment d'Artanish-Tskhuk sur le plateau de Syunik (Fig. III-47b).

III-4.2. La branche Sud-ouest de la structure Pull Apart de Syunik

La branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik peut être divisée en deux parties : la partie Nord avec une orientation NS (Fig. III-49a) et la partie Sud avec une orientation NW-SE (Fig. III-49a). Dans la zone de changement de l'orientation la faille traverse une caldera volcanique d'âge quaternaire (Fig. III-49a, b). Les escarpements de la faille principale s'étendent sur la bordure ouest de la caldera et forment un échelon de *left step* (relais senestre). De nombreuses failles secondaires se situent parallèlement et à plus Est de la faille principale et traversent la dépression dans le secteur Sud-est de la caldera (Fig. III-49a, b). L'une d'entre elles traverse le secteur Nord-ouest de la caldera et rejoint la faille principale (Fig. III-49a, b). Ainsi, une telle distribution des failles forme une structure de types «éventail en extension» (Woodcock, N. H., and M. Fischer 1986) ou en «queue de cheval».

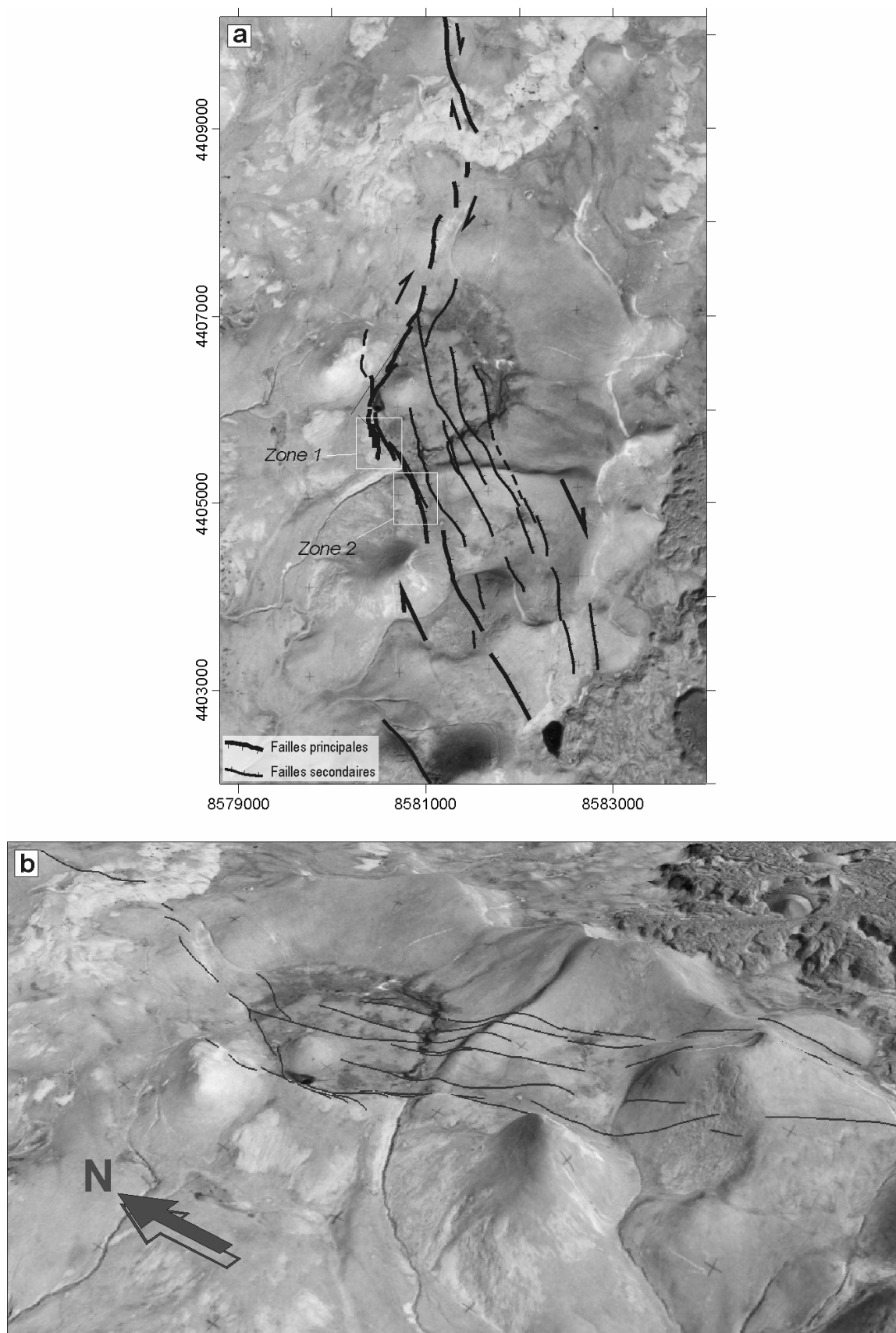


Figure III - 49 : a – Branche Sud-ouest de la structure Pull Apart de Syunik; b –modèle 3D de la zone de branche Sud-ouest de la structure Pull Apart de Syunik avec une image aérien superposée.

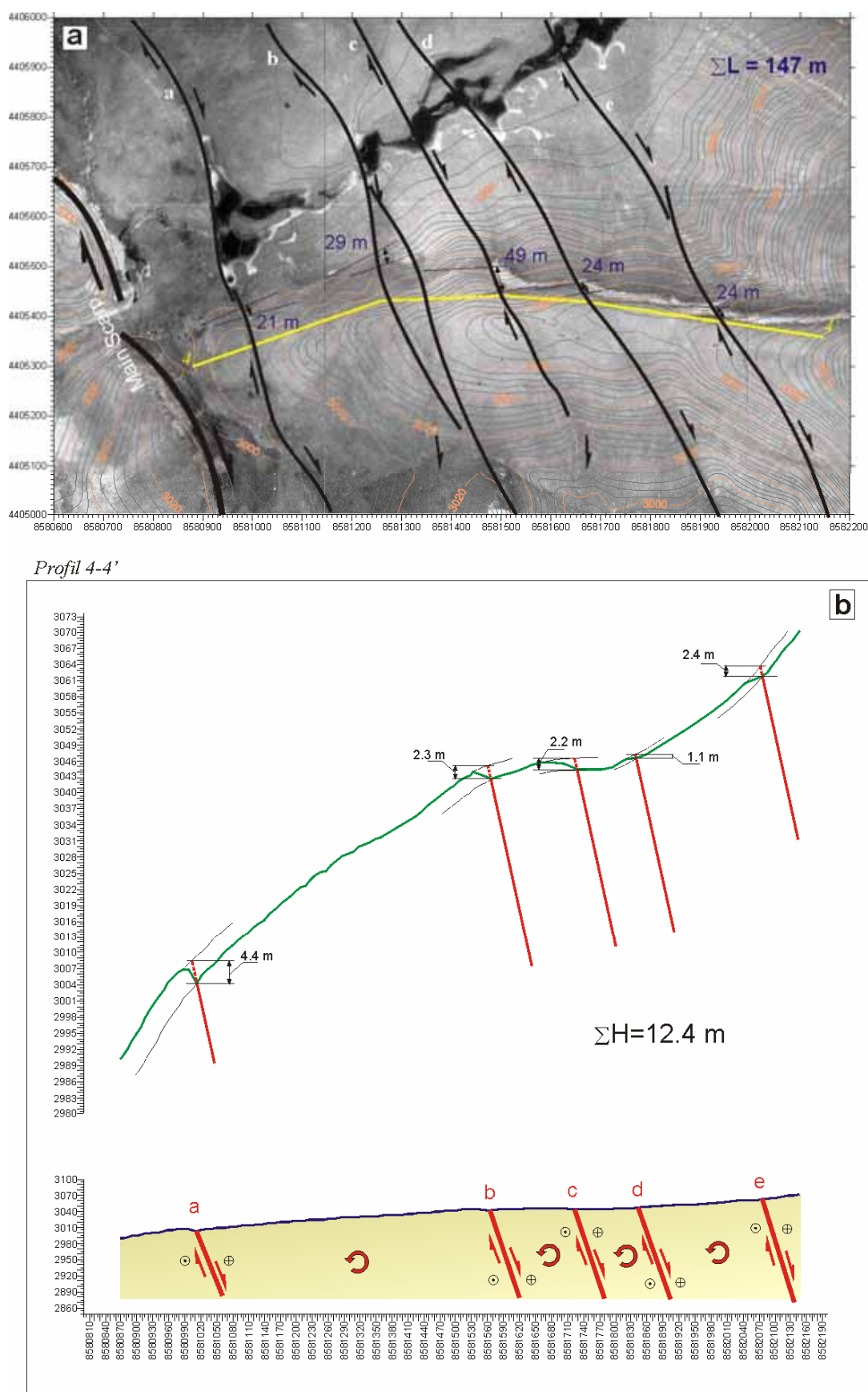


Figure III - 50 : Estimation des déplacements: a – horizontaux; b – verticaux.

Dans la zone de branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik, nous avons mesuré douze profils topographiques verticaux disposés perpendiculairement aux failles (Annexe 3, *Prof. 1-1' – 12-12'*). Les présentations de graphique et de mesure des escarpements ont été effectuées conformément à la méthode de mesure des escarpements de la faille normale (McCalpin, 1996). Sur la base des observations du terrain, des analyses de profils, et des études détaillées des images aériennes, la cinématique des failles qui limitent au Sud-ouest la structure Pull Apart de Syunik a été déterminée comme décrochante dextre avec une composante normale. L'amplitude totale des mouvements verticaux sur les escarpements de la faille principale est estimée entre 4.7 et 8.7 mètres (Annexe 3, *Prof. 1-1', 2-2', 3-3', 4-4', 6-6'*). Par endroits, les amplitudes verticales des escarpements unitaires sont de 3-3.3 mètres (Annexe 3, *Prof. 3-3', 6-6'*). L'estimation du déplacement maximal horizontal sur la faille principale n'a pas été estimée à cause d'absence de marqueurs.

Dans la dépression de la caldera, les failles secondaires recoupent le lit des rivières et les barrent à plusieurs endroits (Fig. III-50a). En utilisant des logiciels GIS nous avons créé un modèle numérique 3D et nous l'avons corrélié avec une image aérienne à l'échelle 1 : 10 000 (Fig. III-50a). Ce MNT nous a permis de mesurer les déplacements horizontaux par les failles secondaires. Conformément aux mesures, le plus grand déplacement horizontal sur le segment **c** (Fig. III-50a) est de 49 mètres. Le déplacement horizontal total le long des segments **a, b, c, d, e** est de 147 mètres (Fig. III-50a).

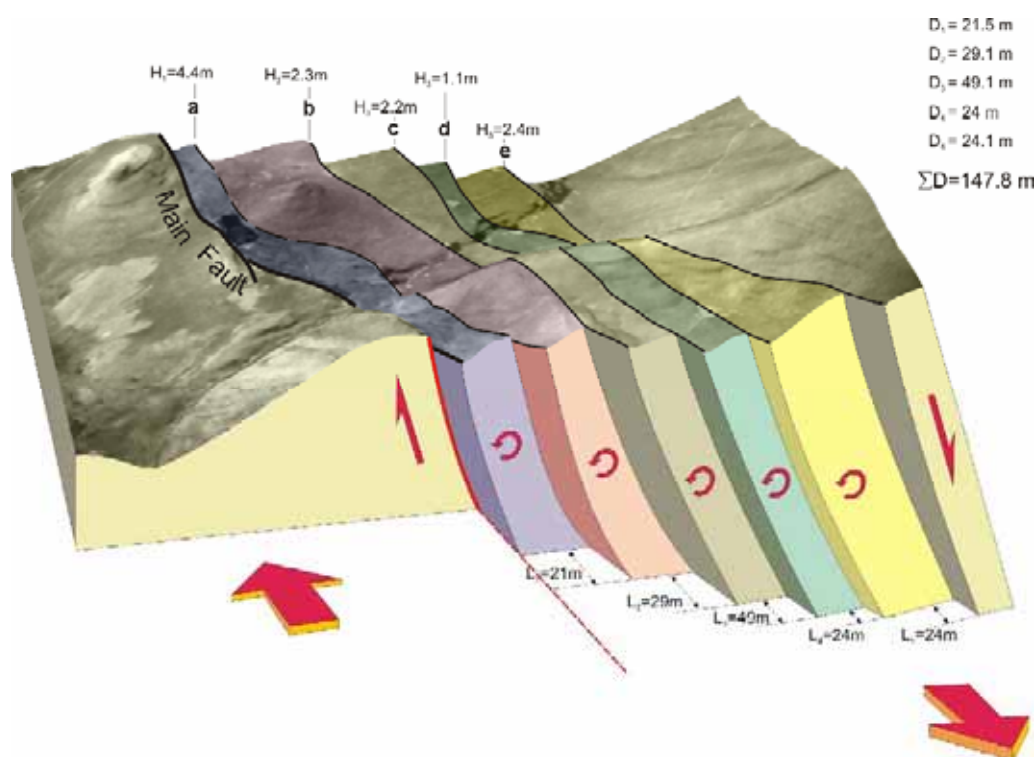


Figure III - 51 : Modèle de déformation tridimensionnel de la zone de la branche Sud-ouest de la structure Pull Apart de Syunik.

Le profil vertical topographique 4-4' avec une longueur de 1.3 kilomètres a été réalisé perpendiculairement aux failles secondaires sur la crête du cirque de caldera dans son secteur Sud-Est (Fig. III-50a, b). La plus grande valeur de déplacement vertical (4.4 mètres) a

été mesurée sur le segment **a** (Fig. III-50b). Le déplacement vertical total calculé correspondant aux segments **a, b, c, d, e** (Annexe 3, *Prof. 4-4'*; Fig. III-50b).

Subséquentement, l'*oblique slip* (vecteur déplacement) total fait 147 mètres. Dans la Table III-10 les estimations des rejets et les coefficients de corrélation (K) des rejets verticaux et horizontaux pour chaque faille secondaire sont présentés. Le bloc-diagramme de ce site incluant les calculs de déplacements est présenté sur la figure III-51.

Table III-10 : Les estimations des rejets horizontaux, verticaux des segments *a, b, c, d, e*.

Segments	Maximal horizontal offset – <i>l</i> (metre)	Maximal vertical offset – <i>h</i> (metre)	$K = h/l$
a	21	4.4	1/5
b	29	2.3	1/13
c	49	2.2	1/22
d	24	1.1	1/22
e	24	2.4	1/10
Total	147	12.4	1/12

Plus au Sud de la caldera volcanique, sur la surface des laves holocènes, nous n'avons pas réussi à identifier la faille (Fig. III-47b). À cause de difficulté de passage de cet endroit, les travaux détaillés sur le terrain n'ont pas pu être réalisés. La surface des coulées des laves holocènes correspondent à un chaos de blocs basaltiques (Fig. III-49), ce qui est un obstacle important pour l'identification de la faille au moyen des images aériennes. On peut envisager que la faille passe sous des coulées des laves d'holocènes sans atteindre la surface.

III-4.2.1. Les études archéo-sismologiques

Les études détaillées des images aériennes de la zone de caldera volcanique et les recherches sur le terrain ont permis trouver quelques objets archéologiques qui ont subi des déformations d'origine tectonique. La disposition de ces objets est marqué par *Zone 1* et *Zone 2* sur la figure (Fig. III-49a). Ci-dessous, nous allons procéder à l'étude de détail de chacun de ces objets.

III-4.2.1.1. Zone 1

Dans la *Zone 1*, sur le flanc soulevé de la faille principale, un complexe d'inhumation ancien a été trouvé (Fig. III-49a; Fig. III-52). Le complexe se compose de quelques tombes, dont l'une qui est la plus grande est entourée de murs. La tombe principale a un diamètre de 19 mètres, et une hauteur de 1.1 mètres (Fig. III-52a, d). Dans la partie centrale de la tombe principale on observe une dépression de 2 mètres de diamètre et de plus de 0.5 mètres de profondeur. Il est possible que cela corresponde à l'écroulement de chambre funéraire à la suite d'un séisme fort.

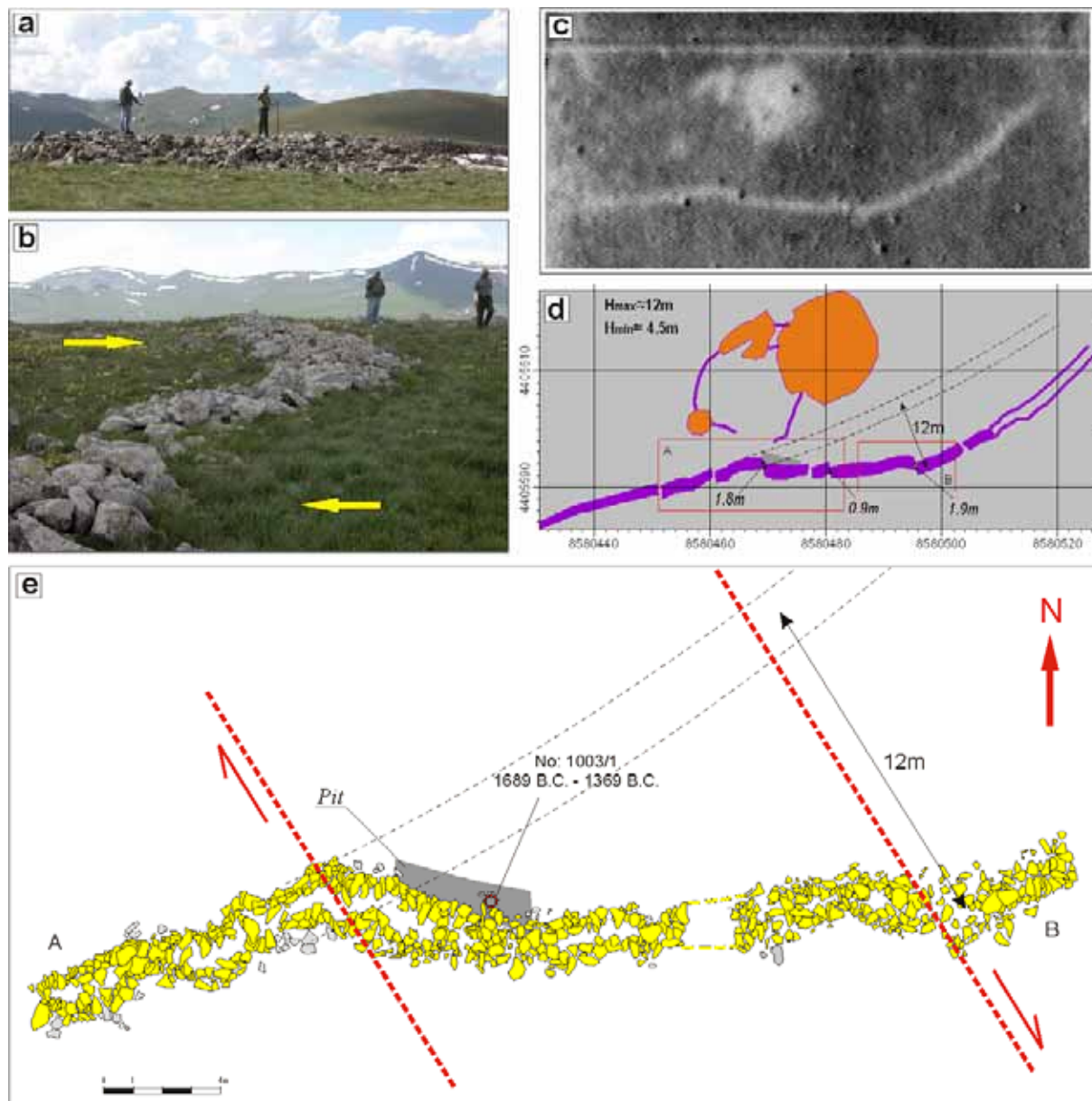


Figure III - 52 : Complexe d'inhumation ancienne (Zone 1):

a – photo de la tombe principale; b – déformation horizontale du mur qui entoure le complexe d'inhumation; c – photo aérienne agrandie de la tombe principale et du mur déformé; d – visualisation des résultats du levé géodésique de la tombe principale et du mur déformé; e – dessin détaillé du mur déplacé.

Un mur ancien situé à 10 mètres vers Sud de la tombe principale (Fig. III-52b, c, d, e) montre des évidences de déformations. La topographie détaillée de ce mur a permis de supposer qu'il a subi un déplacement dextre de 12 mètres par rapport à une situation initiale supposée (Fig. III-52 d). L'analyse des images aériennes, du relevé détaillé de mur, et des données de topographie suggèrent que la faille traverse le mur en deux points. La partie du mur entre les failles a subi une rotation anti-horaire (Fig. III-52e) en accord avec le modèle de déformation décrit par Harris et. al (2002) (Fig. III-52e) (Fig. III-45b). Les segments des failles qui déforment le mur n'ont pas été formellement identifiés pendant les travaux sur le terrain. Mais, malgré cela et après l'analyse des données archéologiques, nous sommes

parvenus à la conclusion que les déformations du complexe d'inhumation ancien étaient d'origine tectonique.

Quatre profils topographiques verticaux ont été réalisés sur le secteur des complexes d'inhumation (Annexe 3, *Prof. 9-9', 10-10', 11-11', 12-12'*) dont l'emplacement est présenté sur la figure III-53. Cela nous a permis mettre en évidence un affaissement topographique de 20 centimètres (graben) entre les deux parties du mur déplacées (Annexe 3, *Prof. 9-9', 10-10', 11-11', 12-12'*). En ajoutant aux données existantes les profils verticaux nous avons réalisé une carte détaillée des failles de la *Zone 1* (Fig. III-53). Remarquons, qu'en supposant un déplacement horizontal de 12 mètres et vertical de 20 centimètres, le coefficient des corrélations (K) entre les deux sera de 1/60.

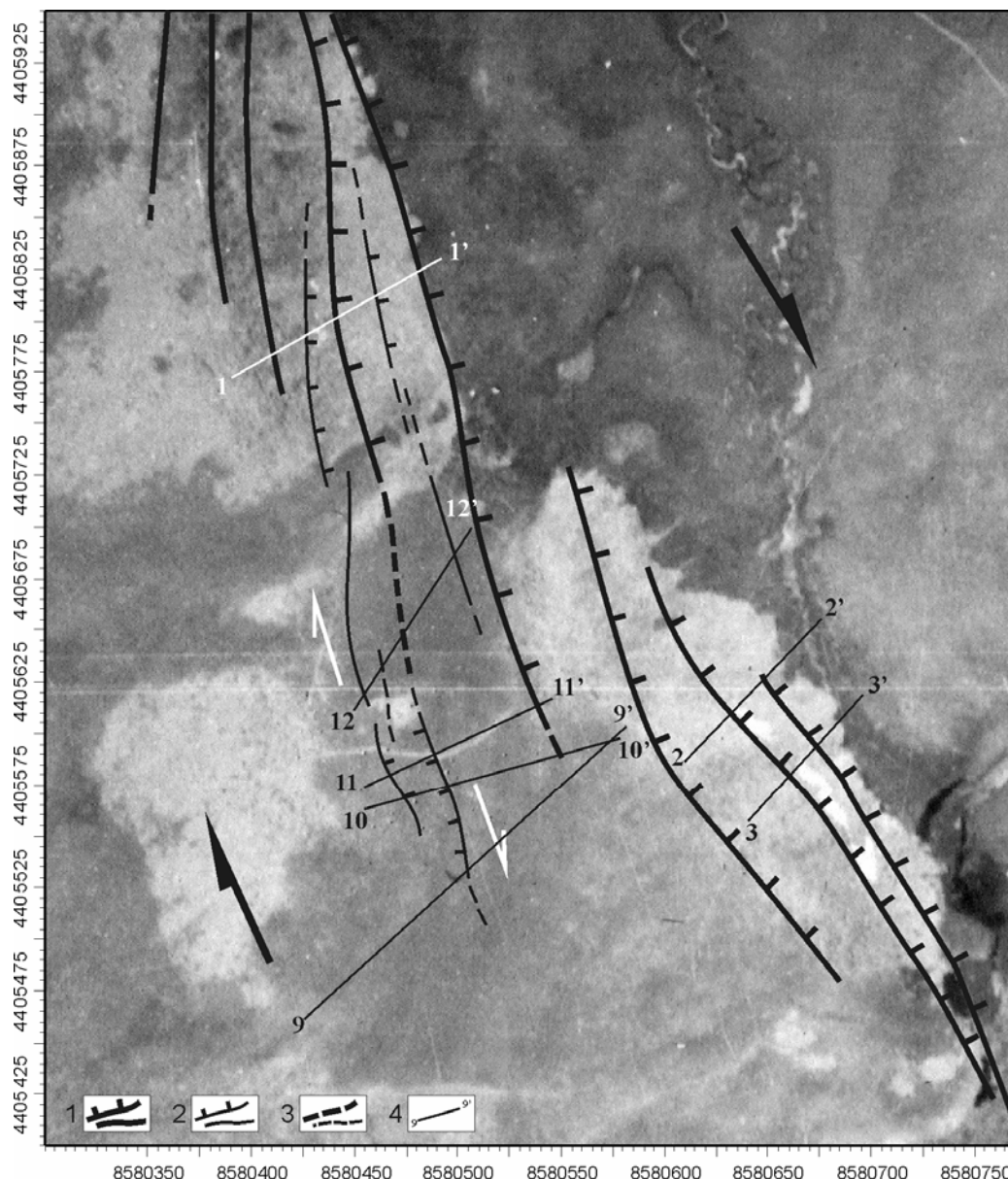


Figure III - 53 : *Distribution spatiale des failles sur le territoire du complexe d'inhumation ancien.*

En conséquence, l'étude de la *Zone 1* montre, que les objets archéologiques (la tombe et le mur ancien) ont subi des désordres d'origine tectonique. De ce fait, on évalue le déplacement dextre du mur ancien à 12 mètres et un déplacement vertical de 0.20 mètres. Est-ce que l'origine de ces déplacements est en rapport avec un tremblement de terre fort? Ou, est-ce que ces déplacements sont à relier à du *creep* associé à une faible sismicité? Ou encore, à des tremblements de terre fort associés à du *creep*? Nous discuterons plus loin de ces différentes hypothèses.

III-4.2.1.2. Zone 2

A 550 mètres au Sud-est de la Zone 1, la branche principale de la faille traverse encore un site archéologique. Selon toute probabilité, il s'agit d'un enclos ancien pour le bétail, dont les murs Sud-est et Nord-ouest s'appuient contre les escarpements de la faille principale (Fig. III-54a). Des cromlechs et des tombes se trouvent dans l'enceinte du mur (Fig. III-54b).

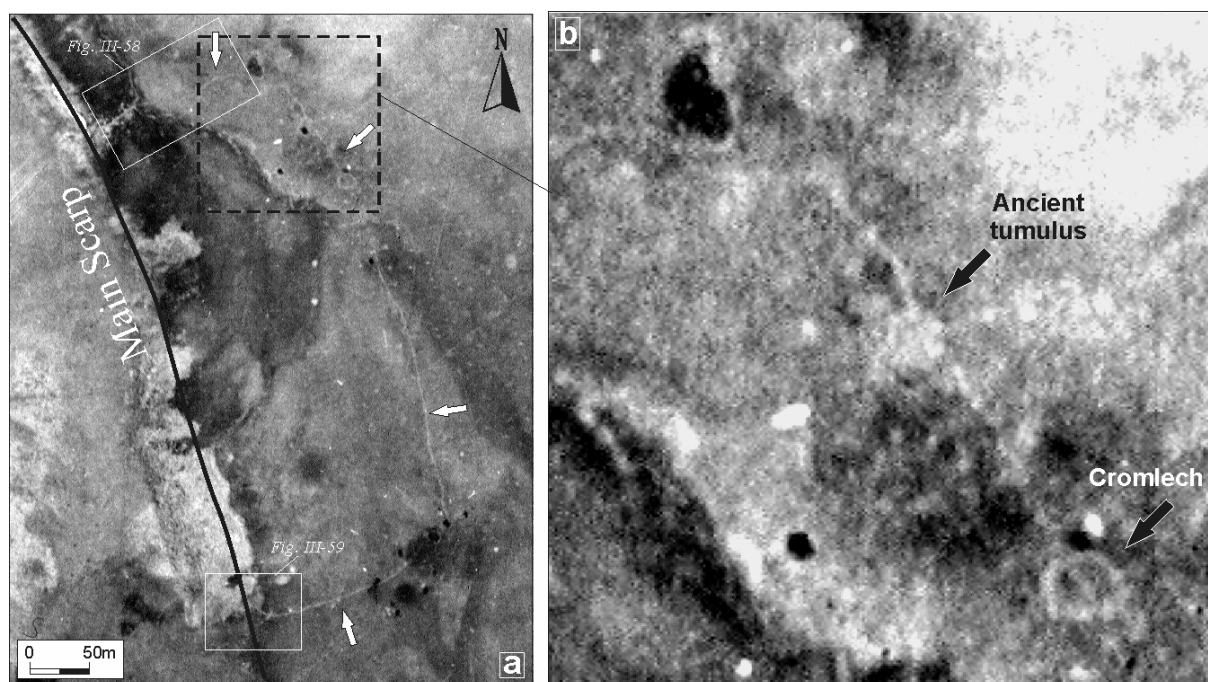


Figure III - 54 : a – enclos ancien pour le bétail (Zone 2); b – le cromlech et la tombe se trouvent dans l'enclos.

Les endroits de déformation du mur découverts sur le terrain sont marqués par les rectangles blancs sur la figure III-54a. Nous avons découvert une situation intéressante sur la partie Nord-ouest du mur (Fig. III-54a). Le mur de l'enclos a été rompu et déplacé par la faille en dextre, ensuite, il a été reconstruit et reconnecté (Fig. III-55). L'état du mur après le déplacement est montré par les flèches rouges sur la figure III-55a. La flèche blanche montre le segment qui a été reconstruit (Fig. III-55a). Sur la base d'une topographie précise du mur, le déplacement horizontal a été estimé à 11.7 mètres (Fig. III-55c). Mais, il n'est pas possible ici d'estimer l'amplitude du déplacement vertical, puisque, l'escarpement est aussi la rive gauche du ruisseau. Sans aucun doute, l'action érosive de ruisseau a agrandi artificiellement

l'amplitude verticale visible du déplacement. Bien que, sur le profil vertical, nous ayons marqué la composante normale avec valeur une 0.8 mètres (Fig. III-55b), en fait, elle devrait être estimée ≤ 0.8 mètres.

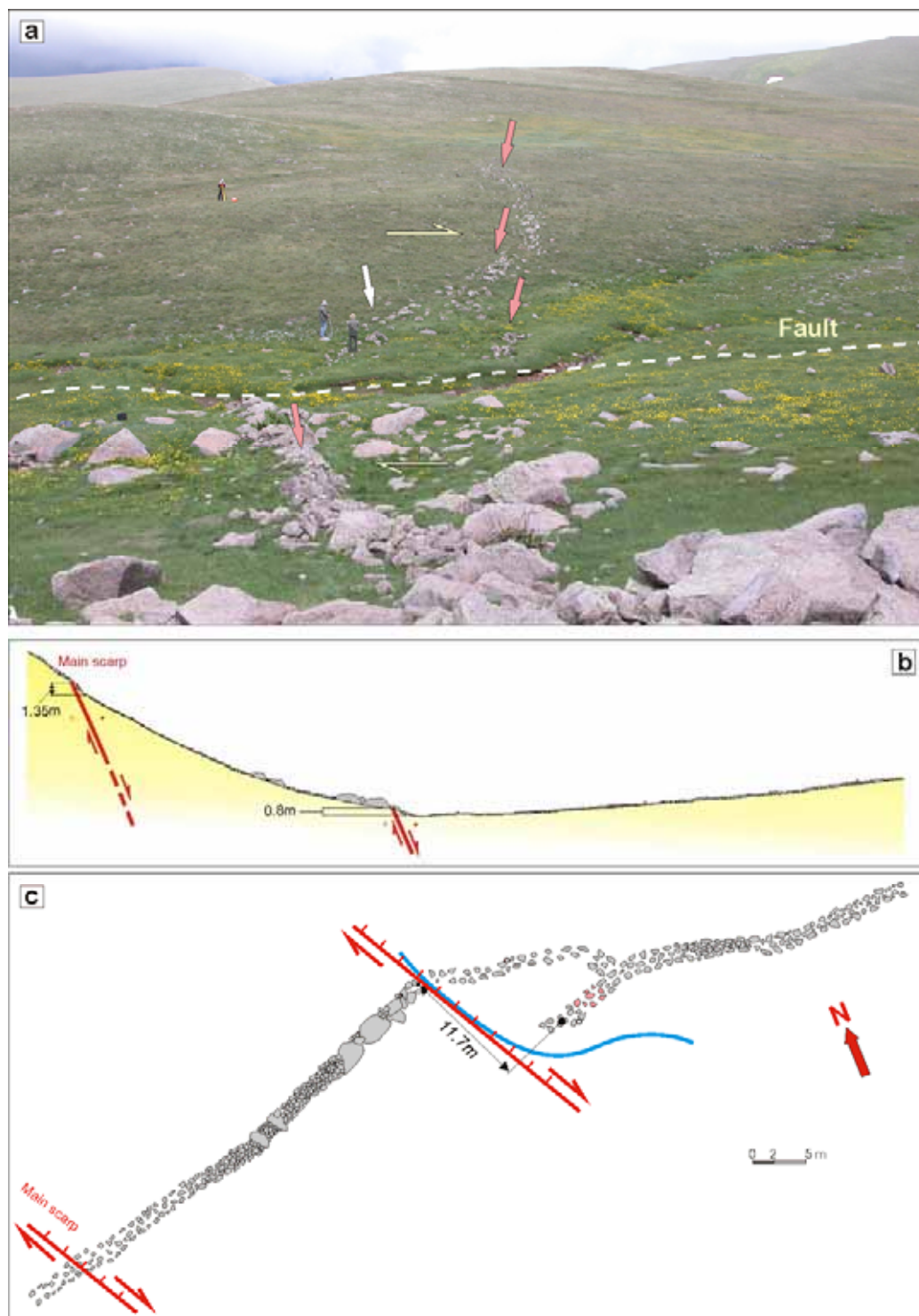


Figure III - 55 : Partie Sud-ouest du mur d'enclos ancien déplacé par la faille de 11.7 m et reconstruit par la suite: a – photo de l'endroit déplacé; b – profil vertical du mur par nivellement; c – dessin détaillé du mur déplacé effectué sur la base des données de nivellement.

Nous avons retrouvé une autre déformation sur la partie Sud-est du mur (Fig. III-54a). Là, on observe un déplacement horizontal du mur de 12 mètres (Fig. III-56).

Ainsi, dans la limite de la *Zone 2* nous avons mis en évidence des déplacements dextres de deux murs opposés de la même construction se trouvant à 450 mètres l'un de l'autre (Fig. III-54). Les composantes horizontales de ces déplacements sont de 11.7 et 12 mètres (Fig. III-55; Fig. III-56). Du fait de la réparation du mur, nous supposons donc que l'enclos a subi une rupture (Fig. III-55). Nous estimons que c'est un argument sérieux qui permet de confirmer que les déplacements des murs de l'enclos (dans la *Zone 2*) et les déformations du complexe d'inhumation (dans la *Zone 1*) sont le résultat d'un (?) ou plusieurs forts séismes.

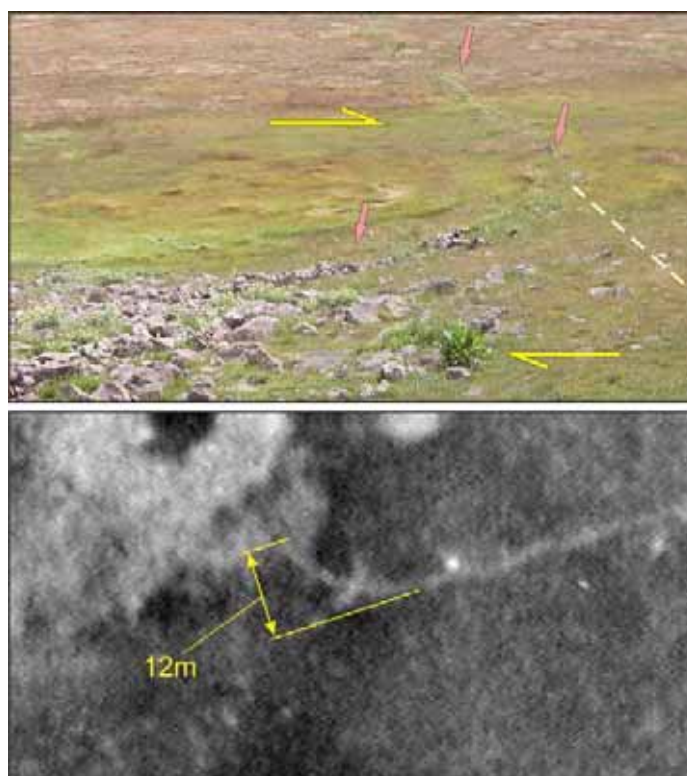


Figure III - 56 : Partie SE du mur de l'enclos ancien déplacé par la faille de 12 m.

III-4.2.2. L'estimation des vitesses des déplacements

La faille principale et les failles secondaires de la branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik forment une structure de «éventail extensif» (ou «queue de cheval») (Fig. III-49a). Nous supposons donc, qu'une partie des déplacements horizontaux est distribuée sur les failles secondaires de la structure mentionnée (les failles **a**, **b**, **c**, **d**, **e**, sur Fig. III-50a). L'autre partie des déplacements est localisée sur la faille principale. Nous avons déjà estimé, que le déplacement horizontal total par les failles secondaires est de 147 mètres

La faille principale et les failles secondaires de la branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik forment une structure en «éventail extensif» (ou «queue de cheval») (Fig. III-49a). Nous supposons donc, qu'une partie des déplacements horizontaux est distribué sur les failles secondaires de la structure mentionnée (les failles **a**, **b**, **c**, **d**, **e**, sur Fig. III-50a).

L'autre partie du déplacement est accommodé sur la faille principale. Les déplacements horizontaux par les failles secondaires ont presque les mêmes dimensions. (Fig. III-50a; Table III-10) à l'exception du segment *c* qui présente le déplacement le plus important (Fig. III-50a; Table III-10). Celui-ci est le seul segment qui rejoint l'escarpement de la faille principale à son extrémité Nord, (Fig. III-49a.b). On peut alors supposer, qu'il est le plus ancien des segments de la structure car il cumule des mouvements horizontaux « *élémentaires* » plus nombreux que sur les autres segments. En partant sur la base de la distribution des mouvements sur les failles que nous avons supposée, le déplacement horizontal sur la faille principale peut être estimé comme ≥ 49 mètres. Dans ce cas, le déplacement total horizontal dextre de la branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik peut être estimé comme ≥ 196 mètres.

Les études sur le terrain dans la région de caldera volcanique et les études des images aériennes ne révèlent aucun indice de la présence de formes glaciaires. Conformément aux âges définis dans sous-chapitre III-3.3. (Fig. III-48), l'âge de la surface de cette région correspond à un âge 120-70 Ka. L'estimation long terme de la vitesse de mouvement horizontal de la branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik est donc 1.6-2.8 mm/an.

Les études des sites archéologiques sur toute la longueur de la branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik ont révélé par trois fois des déplacements horizontaux égalant 12 mètres sur une distance de 1 kilomètre (Fig. III-52; Fig. III-55; Fig. III-56). Comme on a déjà remarqué ci-dessus ces déplacements sont d'origine sismique (Fig. III-52; Fig. III-55). Est-ce le résultat d'un seul fort séisme (?) ou bien est-ce l'effet cumulatif de nombreux séismes – Ceci nécessite une discussion.

III-4.2.3. L'âge des objets archéologiques

L'estimation de l'âge des objets archéologiques est un objectif majeur. Elle nous permettra d'estimer la période de retour des séismes et de donner un âge qui anti-datara les séismes qui ont déformé les murs et la tombe. Pour cela nous devons répondre aux deux questions suivantes :

- Est-ce que il y a une corrélation entre les âges de mur d'enclos et de complexe de l'inhumation de la zone de branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik?
- Quel âge ont ces constructions ?

Les objets archéologiques étudiés n'ont pas été des sites d'habitation permanents comme en témoignerait, à proximité, l'absence de traces d'habitations anciennes ou contemporaines. Il s'agit probablement d'alpages saisonniers ou bien de sites de campements de nomades. Dans les deux cas possibles, les inhumations ont été effectuées directement à proximité des sites d'habitation temporaires. De tel types d'habitation existent depuis la période historique jusqu'à l'époque actuelle. Dans le mur de l'enclos il y a une tombe et quelques cromlechs (Fig. III-54b qui constituent des éléments de construction de mur (Fig. III-54b). Les particularités architecturales de la tombe dans le mur de l'enclos (Fig. III-54b) et de la tombe déformée dans le complexe d'inhumation se trouvant plus au Nord de l'enclos (Fig. III-52a, c, d) sont identiques. Les pierres du mur de l'enclos, de la tombe et des cromlechs situées dans l'enclos de la *Zone 2*, et de même les pierres du mur et des tombes du

complexe d'inhumation (dans la *Zone 1*) sont recouverts par le des lichens de couleur blanche. Les observations montrent que sur le plateau Arménien les monuments archéologiques sont couverts par des lichens de couleur blanche alors que les monuments moyenâgeux s sont couverts par le lichen de couleur orange. Les lichens les plus jeunes ont une couleur vert clair). Par conséquence, l'ancien enclos pour le bétail et les tombes doivent appartenir à la même culture historique et donc ont le même âge.

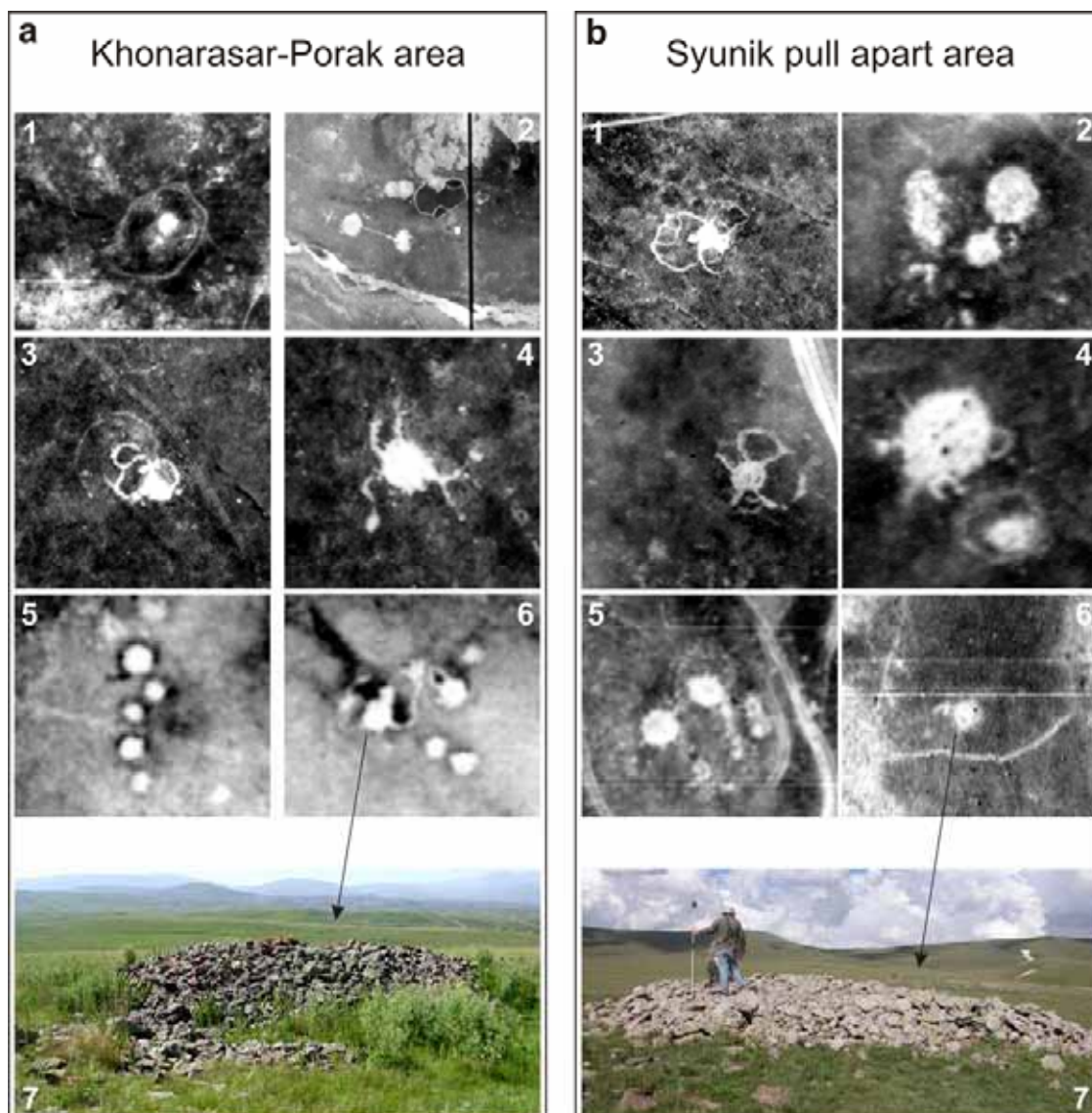


Figure III - 57 : *Analyse de typologie et de géométrie des tombes anciennes et des complexes d'inhumations anciens.*

Le territoire entre Khonarasar et la région de Syunik présente des tombeaux de même type (Trifonov, Karakhanyan 2004). Nous les avons détectés sur les images aériennes et nous les avons étudiés sur le terrain. L'un de ces tombeaux se trouve au Sud-est du volcan Khonarasar et les études paléo-sismiques et archéologiques ont permis d'estimer l'âge de ces derniers, soit du 12-9 siècles B.C. (sous-chapitre III-2.5.2.).

Nous n'avons pas eu du temps et des ressources pour effectuer des fouilles archéologiques de la tombe déformée dans la zone de la branche Sud-ouest de la structure

Pull Apart de Syunik. Voila pourquoi, l'âge de la tombe a été estimé indirectement au moyen de l'analyse des typologies et de la géométrie des tombes de deux sites de Khonarasar et de Syunik. Les images aériennes et les photos du terrain des tombes sur deux cites comparables sont présentés sur la figure III-57. L'analyse montre la présence de nombreuses analogies. Le plus caractéristique sont:

- Dans les deux sites, les tombes se situent par groupes avec, plus nombreuses, de petites tombes-satellites entourant une grande tombe centrale (Fig. III-57 a1, a2, a3, a4/b2, b4, b5);
- Dans les deux cites, les tombes sont entourées par les murs radiaux qui forment une structure «pétaloïde» (Fig. III-57 a4, a6/ b1, b3);
- Dans les deux sites les tombes sont entourées par des murs d'enceinte (Fig. III-57. a1, a3, a6/ b1, b3, b6).

Toutes caractéristiques typologiques permettent de supposer que ces tombes appartiennent à la même culture archéologique. Comme la tombe sur le site de Khonarasar est datée avec certitude du bronze supérieur/fer inférieur, on peut, pour le site de Syunik utiliser le même âge. Nous estimons donc l'âge de la tombe du complexe de l'inhumation dans la zone de la structure *Pull Apart* de Syunik du 12-9 siècles B.C. (Fig. III-52 ; Fig. III-57 b6, b7) identique à celui de la tombe trouvée plus au Sud-est de volcan Khonarasar (Fig. III-28 dans sous-chapitre III-2.5.2.; Fig. III-57a6, a7). En même temps, l'âge du mur de l'enclos se réfère aussi au 12-9 siècles B.C.

Une fouille de reconnaissance a été effectuée près du mur déplacé qui entoure le complexe d'inhumation (*Zone 1*) (Fig. III-52e). La datation par la méthode C14 de l'échantillon de paléosol prélevé directement au dessous du mur a donné un âge de 1689 B.C. à 1369 B.C. (Le calibrage de l'échantillon 1003/1, Annexe 2; Fig. III-52e). La date que nous avons proposée (12-9 siècles B.C.) pour les sites archéologiques étudiés dans la zone de *pull apart* de Syunik est en accord avec cette datation.

III-4.2.4. L'analyse d'archéoséismes

Comme nous avons déjà affirmé ci-dessus, l'origine des déformations des murs dans la zone de la structure *Pull Apart* de Syunik est sismique, avec une pré-date du 12-9 siècles B.C. Imaginons que le déplacement des murs de 12 mètres soit associé à un seul fort séisme. Les calculs, en utilisant les corrélations empiriques entre les magnitudes et les paramètres des failles, proposées par Wells and Coppersmith (1994), montrent que le séisme pouvant provoquer un déplacement de 12 mètres doit avoir une magnitude $M_s=7.8$. Dans ce cas, la rupture de la surface formée devrait avoir une longueur de 225 kilomètres. Mais, de notre point de vue, une telle longueur de la rupture superficielle n'est pas compatible avec la faille de Pambak-Seva-Suynik.

Certes, on peut imaginer que ce déplacement corresponde à plusieurs séismes avec des magnitudes plus faibles que $M_s=7.8$. Par exemple, essayons utiliser la magnitude $M_s=7.3$ estimée comme maximale pour le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Seva-Suynik dans les études précédentes (Avagyan, 2001; Trifonov, Karakhanyan, Kozhurin, 1990; 1994). En utilisant les mêmes corrélations empiriques, le séisme de telle magnitude devrait provoquer le déplacement horizontal de 3 mètres et devrait former une rupture superficielle de 85 kilomètres. Pour former un déplacement de 12 mètres il faudrait donc quatre séismes de cette magnitude.

Si on ignore le problème de la date de réparation du mur de l'enclos (dans la Zone 2; Fig. III-55), et en considérant la date du 12-9 siècles BC, l'intervalle de récurrence de tels séismes et *elapsed time* sera de 775 ans, mais pas 7800 ans comme cela a été estimé au paravant. L'autre alternative serait de d'admettre huit séismes avec la magnitude $M=7.0$ pour avoir un déplacement de 12 mètres. Dans ce cas, l'intervalle de récurrence de tels séismes et *elapsed time* serait de 387 ans.

Mais, dans ce cas d'autres questions se posent. Primo, malgré la forte densité de population dans les régions voisines avec la présence des centres de culture et de littérature la seule mention dans les manuscrits anciens de séismes concerne le tremblement de terre de Syunik de 1406 avec une magnitude estimée à $M=7.0$. Secundo, que faire avec le problème de reconstruction du mur Nord-ouest de l'enclos. Les lichens couvrant les pierres de la partie réparé du mur et ceux couvrant tout le mur, les tombes, et les cromlechs sont de la même couleur. Ceci pourrait témoigner de la reconstruction rapide du mur d'après le séisme. En plus, si on suppose, qu'au moment du tremblement de terre, les animaux étaient dans l'enclos, alors pour les garder, le mur a dû être reconstruit immédiatement après le séisme. Mais si le séisme a eu lieu en hiver, alors à cause de l'utilisation d'enclos, le mur a dû être reconstruit au printemps prochain. Avec une grande réserve, on peut dire que le mur a été construit et reconstruit par les gens appartenant à la même culture historique. De toute façon, la date de reconstruction du mur post date le déplacement de 12 mètre. C'est-à-dire que l'âge de mur appartient à l'intervalle 12-9 siècles BC qui correspond à la date du tremblement de terre. La supposition, que pendant cet intervalle de temps si court (de quelques jours à quelques mois) ont eu lieu plusieurs séismes fortes n'est pas acceptable non plus.

A l'appui de la version avec un seul séisme de magnitude $M_s=7.8$ on peut ajouter suivante:

- Le manque d'essais de reconstruction réitérés du mur de Nord-ouest de l'enclos dans la Zone 2 (Fig. III-49a; Fig. III-54; Fig. III-55);
- A 30 kilomètres vers Nord-ouest de la structure Pull Apart de Syunik, dans la zone du cours supérieur de la rivière Volor, le déplacement horizontal le plus récent a été estimé 11.3 mètres (sous-chapitre III-3.; Fig. III-43; Fig. III-44);
- D'après les formules empiriques de Wells and Coppersmith (1994), 12 mètres de déplacements correspondent à un séisme de magnitude $M_s=7.8$ (voit au-dessus). La longueur de rupture, de ce séisme d'après les mêmes formules est de 225 kilomètres. Il y a deux structures *Pull apart* le long du segment d'Artanish-Tskhuk. La présence des structures *Pull apart* peut réduire la longueur de la rupture sur la faille principale calculée par les formules, puisque l'énergie a pu se distribuer sur les segments secondaires de ces structures;
- Il existe des exemples de séismes avec des longueurs de ruptures de surface qui ne correspondent pas aux estimations calculées. Par exemple le séisme de Neftegorsk de 1995: déplacement maximal = 8.1m; déplacement moyen = 3.8 m; rupture superficielle 35 km; $M_s=7.6$ (Kozhurin & Streltsov, 1995; Shimomoto, et al., 1995; Bulgakov, et al., 2002).

Dans tous les cas, pour faire des conclusions définitives il est nécessaire d'analyser l'ensemble des données de tous les sites du segment d'Artanish-Tskhuk. A cette étape nous laissons ouverte la dernière question à laquelle nous retournerons ultérieurement.

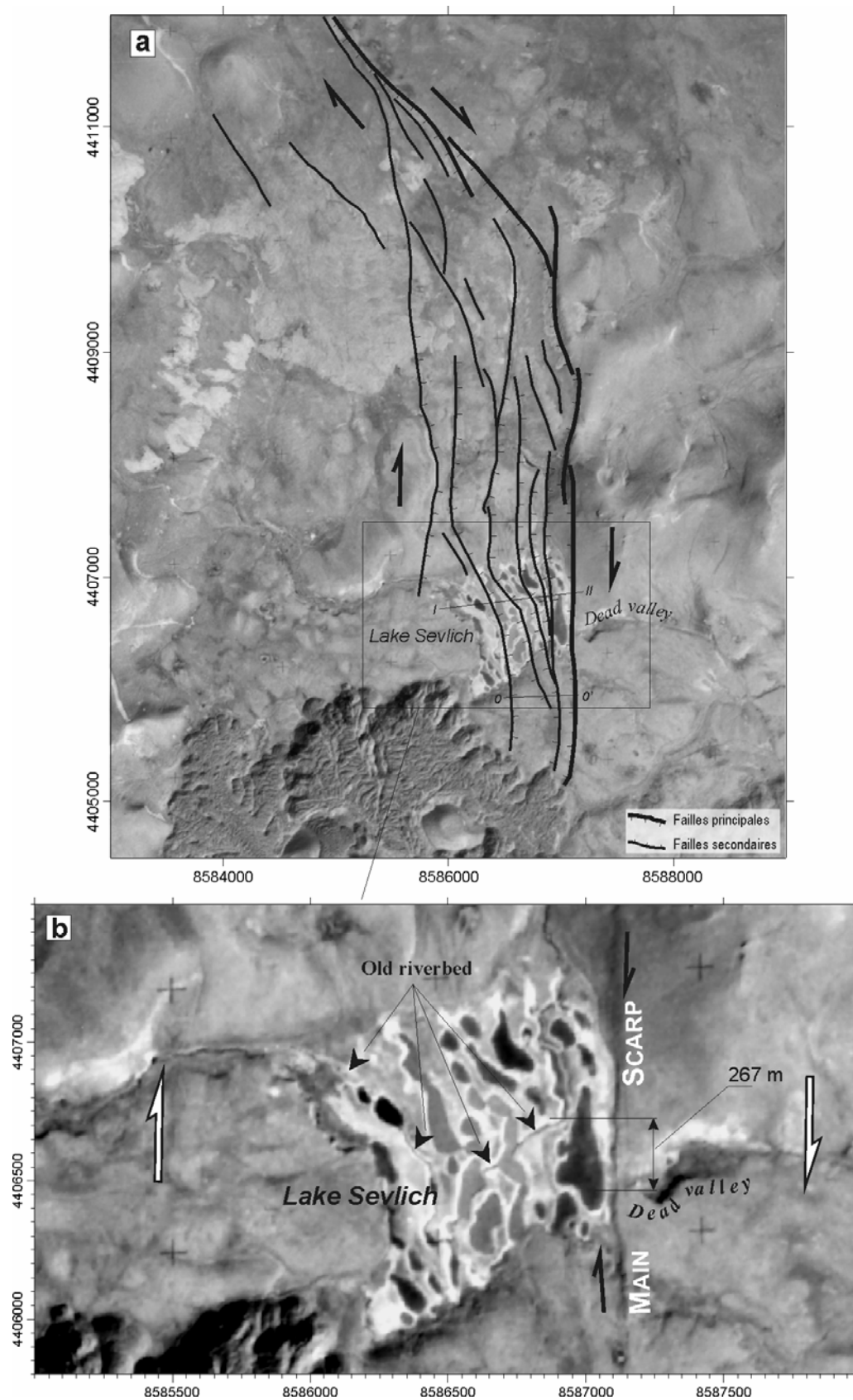


Figure III - 58 : a – Branche Nord-est de la structure Pull Apart de Syunik; b – estimation des déplacements horizontaux maximum dans la zone de la branche Nord-est de la structure Pull Apart de Syunik.

III-4.3. La branche Nord-est de la structure Pull Apart de Syunik.

Par analogie à la branche Sud-ouest, la branche Nord-est de la structure *Pull apart* de Syunik peut être partagée en deux parties : une partie Nord d'orientation Nord-ouest - Sud-est (Fig. III-47; Fig. III-58a) et une partie Sud d'orientation spatial près de N-S (Fig. III-47; Fig. III-58a). Le changement d'orientation s'accompagne de la présence de nombreuses failles formant une structure de types «éventail extensif» (Woodcock, N. H., and M. Fischer 1986) ou «queue de cheval». La partie Sud de la branche Nord-est de la structure *Pull apart* traverse le lac Sevlich. La formation de ce lac est due au barrage du lit d'un ruisseau suite au déplacement dextre de la faille principale et de l'abaissement du compartiment Ouest (Fig. III-58a, b). Sur la base des observations de terrain et des études détaillées des images aériennes A. Avagyan (2001) a dessiné la coupe *I-II* qui est transversale aux escarpements du site de lac Sevlich (Fig. III-59a). Les failles secondaires se caractérisent par des abaissements relatifs des bords Est (Fig. III-59a) qui s'accompagnent de rotations antihoraires des blocs délimités par les failles (Fig. III-59a).

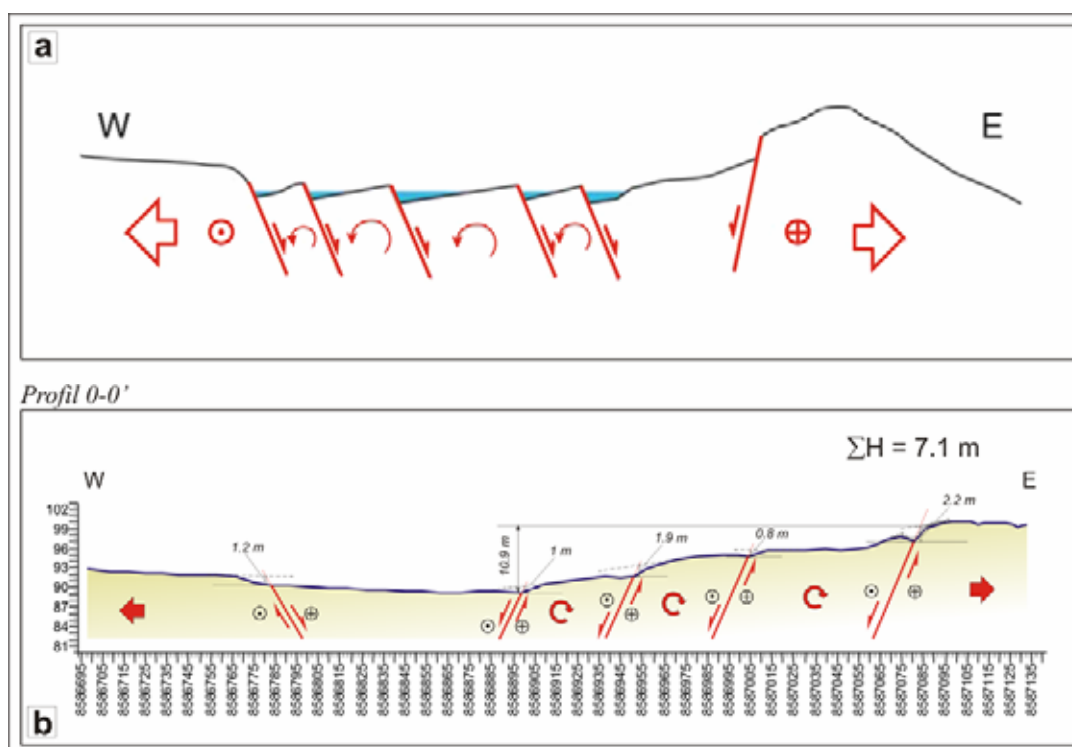


Figure III - 59 : Interprétation tectonique de la zone du lac de Sev Litsh:
a –profil I-II (Fig. III-58a) réalisé par A. Avagyan (2001); b - profil 0-0' obtenu par des mesures géodésiques.

Nous avons réalisé le profil topographique *0-0'* au moyen de mesures géodésiques (Fig. III-58a; Fig. III-59b). Ici nous observons la situation opposée. Les pendages des escarpements des failles secondaires s'inversent (Fig. III-59b). Les compartiments Ouest des failles secondaires s'abaisse relativement, mais pas les compartiments Est (Fig. III-59b). Les blocs entres des failles subissent une rotation horaire (Fig. III-59b). L'étude détaillée des deux profils nous a permis de supposer que les failles secondaires ont des plans hélicoïdaux. Le

model 3D des failles de la branche Nord-est de la structure *Pull apart* de Syunik est présenté sur la figure III-60.

L'analyse du profil 0-0' a permis aussi d'estimer l'amplitude verticale totale des escarpements à 7.1 mètres. L'amplitude maximale sur la faille principale est de 2.2 mètres. (Fig. III-59b).

Pour estimer le déplacement horizontal maximal nous avons utilisé l'image aérienne à l'échelle 1 : 100 000 sur lequel le bassin du lac Sevlich n'était rempli que partiellement (Fig. III-58b). Dans le lac, on se distingue précisément le lit ancien de ruisseau (Fig. III-58b). L'écart entre le lit ancien et la vallée morte est de 267 mètres (Fig. III-58b).

En conformité avec les repères des âges (sous-chapitre III-3.3. ; Fig. III-48), l'âge de la surface de ce cite est 120-70 Ka. Donc, l'estimation de vitesse long terme des déplacements horizontaux de la zone de branche Nord-est de la structure *Pull apart* de Syunik sera 2.2-3.8 mm/an.

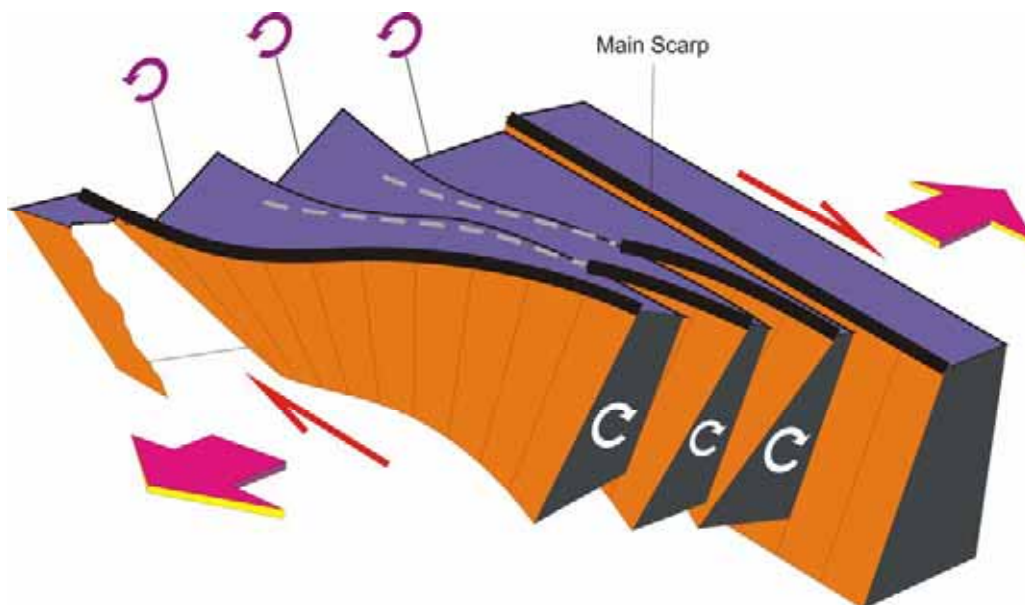


Figure III - 60 : Modèle de déformations tridimensionnelles de la zone de branche Nord-est de la structure *Pull Apart* de Syunik.

III-4.3.1. Les études archéo-sismiques

Les objets archéologiques ont été retrouvés pendant les travaux sur le terrain dans la zone de failles qui limite au Nord-est la structure *Pull Apart* de Syunik. Le complexe d'inhumation ancien a été situé directement sur l'escarpement de la faille principale. Les fragments de mur entourant le complexe sont conservés, dont l'un traverse perpendiculairement l'escarpement de la faille principale (Fig. III-61a). A 7 mètres au Sud du mur, sur la pente de l'escarpement se situe une tombe ancienne (Fig. III-61b; Fig. III-62a). Il y a quelques signes de déformations sur ce complexe d'inhumation:

- La destruction du mur dans une zone de dépression près de faille;
- Le déplacement supposé du mur dans le sens dextre (Fig. III-61a);

- Une zone d'éboulement de forme elliptique est située sur la partie Sud-est du corps de la tombe et allongée vers l'Est. Les dimensions de l'éboulement atteignent 1.3 mètres de diamètre maximum et 0.6 mètre de hauteur.
- Des pierres cassées découvertes parmi les matériaux constituant le corps de la tombe (Fig. III-62b, c). Quelques-unes de ces fissures ont la même direction que la faille (Fig. III-62c).

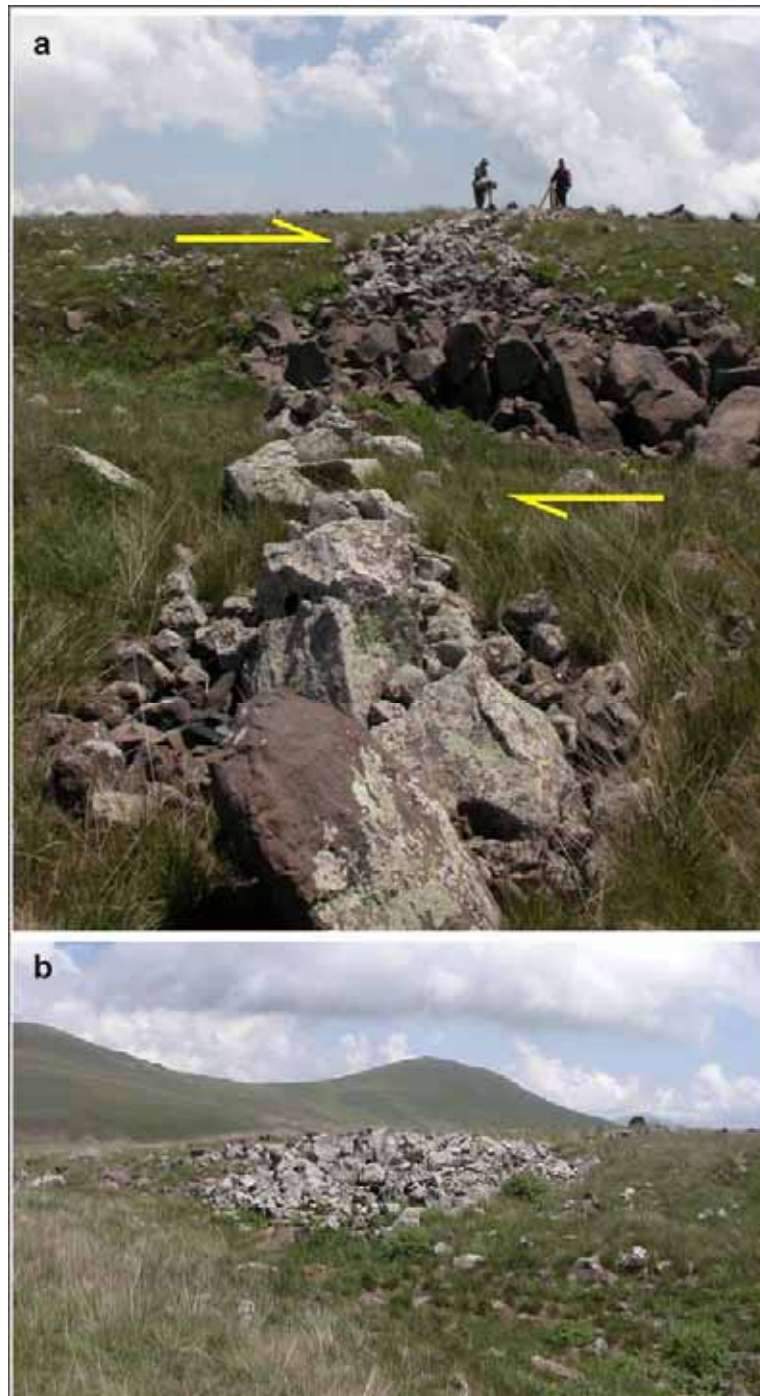


Figure III - 61 : *Complexe d'inhumation ancien dans la zone de branche Nord-est de la structure Pull Apart de Syunik. : a – photo du mur déformé qui entoure le complexe d'inhumation; b – photo de la tombe située sur l'escarpement de la faille principale.*

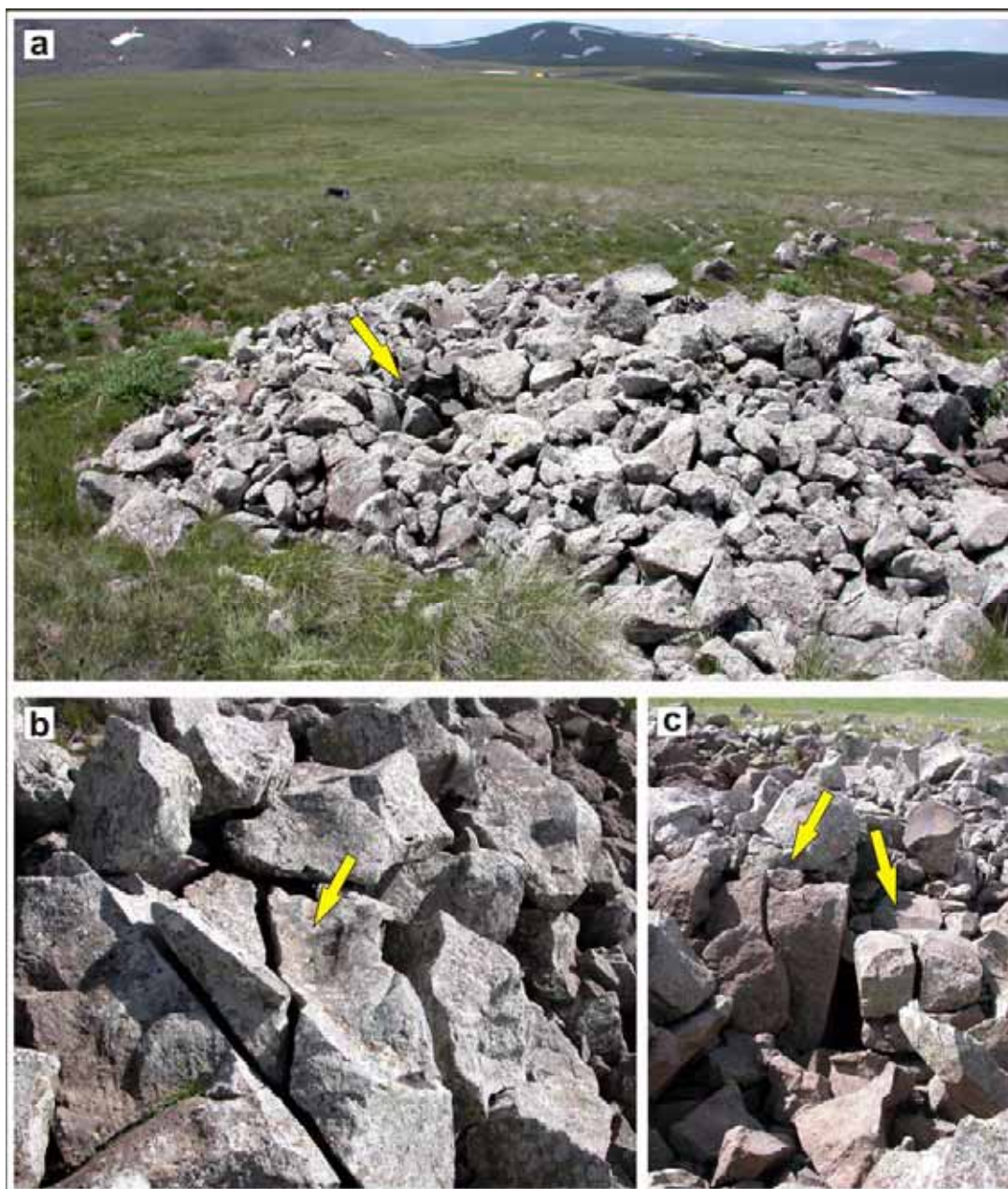


Figure III - 62 : *Déformations découvertes sur le corps de la tombe.*

La localisation des déformations permet supposer que le complexe d'inhumation ancien a été affecté par des déformations d'origine tectonique.

Nous avons réalisé la topographie détaillée du relief et des objets archéologiques (Fig. III-63). Mais, l'analyse de la topographie et de l'information obtenue sur le terrain nous n'a pas permis d'évaluer les déformations influencées sur le mur et sur la tombe.

Plus Sud du complexe d'inhumation, nous avons découvert les murs des enclos anciens (Fig. III-64). A en juger par la couleur des lichens qui couvrent ces murs, quelques-uns d'entre sont de même âge que les murs du complexe d'inhumation (lichens de couleur blanche). Les autres sont plus jeunes (lichens de couleur rouille). Les murs recoupent tous perpendiculairement les escarpements des failles de l'Est, à l'exception de celui de la faille principale. Nous n'avons trouvé aucune trace de déformation sur ces murs. On peut donc

supposer que pendant le séisme qui a déformé le complexe de l'inhumation, les déformations sont concentrées sur la faille principale.

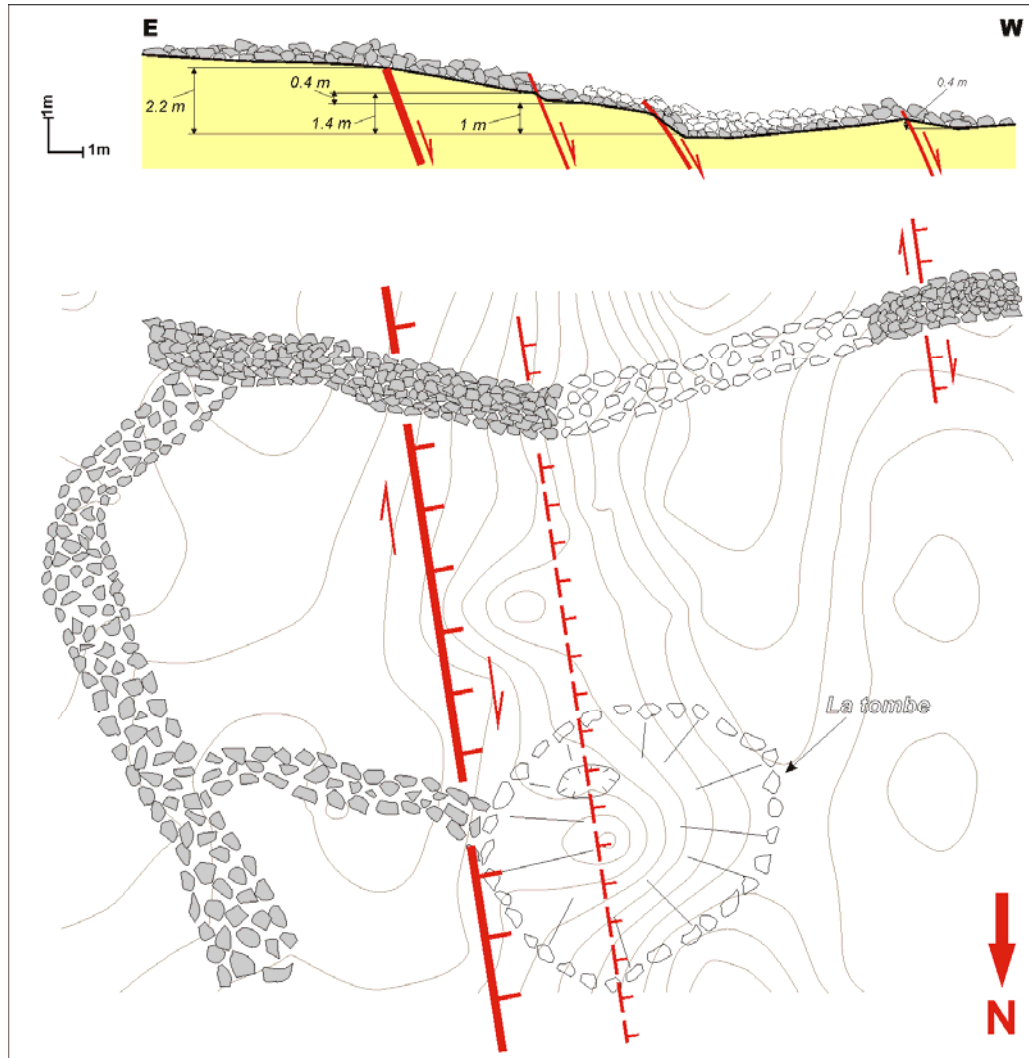


Figure III - 63 : Interprétation tectonique de déformations verticales et horizontales du complexe de l'inhumation ancien.

La tombe déformée de la zone de failles limitant au Nord-est la structure *Pull Apart* de Syunik est identique aux tombes de Khonarasar et de Syunik (Fig. III-57a7; Fig. III-57b7; Fig. III-62a), dont l'analyse typologique et géométrique est discutée ci-dessus (sous-chapitre III-4.2.3.). L'âge du complexe d'inhumation de la zone de la branche Nord-est de la structure *Pull Apart* de Syunik correspondrait donc à l'époque bronze supérieur/fer inférieur – 12-9 siècles BC.

Ainsi, nous avons conclu que les déformations du complexe d'inhumation situé dans la zone de la branche Nord-est de la structure *Pull Apart* de Syunik auraient une origine tectonique pré datée du 12-9 siècles BC.



Figure III - 64 : *Murs des enclos anciens situés dans la zone de branche Nord-est de la structure Pull Apart de Syunik.*

III-4.4. Conclusions concernant de la structure de Pull apart de Syunik

L'analyse de la structure de Pull apart de Syunik a permis de déterminer que:

- les branches Sud-ouest et Nord-est de la structure Pull Apart se ramifient avec de nombreuses failles parallèles formant les structures de types «éventail en extension» (ou «queue de cheval») au Nord des coulées de laves de l'Holocène, (Fig. III-47).
- La structure «éventail en extension» de la branche Nord-est de la structure *Pull Apart* de Syunik comprend des failles secondaires dont les plans sont hélicoïdaux (Fig. III-60).
- La faille n'est pas exprimée à la surface des coulées de laves de l'Holocène (Fig. III-47).
- Dans les zones des branches Sud-ouest et Nord-est de la structure *Pull Apart* des objets archéologiques ont été déformés par un ou plusieurs forts séismes. Les déplacements horizontaux des murs anciens atteignent de 12 mètres (dans la zone de la branche Sud-ouest de Pull Apart) (Fig. III-52; Fig. III-55; Fig. III-56).
- Il n'est pas exclu que dans la zone de la branche Sud-ouest de *Pull Apart* un fort séisme avec une $M=7.8$ se soit produit.

- L'âge des objets archéologiques déformés correspond à l'époque bronze supérieur/fer inférieur – 12-9 siècles BC. Cet âge prédate les déformations. Mais, en prenant en compte l'enclos restauré dans la zone de branche Sud-ouest de Pull Apart, cet âge est celui du tremblement de terre.

Les estimations obtenues pendant les études récentes sur les zones des failles qui limitent de la structure *Pull Apart* de Syunik sont présentés sur la Table III-11.

Table III-11 : *Les caractéristiques principales de la structure Pull Apart de Syunik estimés pendant les études actuelles.*

Branches of the Syunik Pull apart structure		South-western	North-eastern
Kinematics		Strike-Slip with Normal component	Strike-Slip with Normal component
Active flanks		East	West
Total offset	Horizontal offset – L (metre)	≥ 196	267
	Vertical offset – H (metre)	19.1	7.1
Total Coefficient of relativity ($K = H/L$)		≥ 0.1	0.03
Offset of single scarp	Maximal horizontal offset – l (metre)	≥ 49	–
	Maximal vertical offset – h (metre)	4.4	2.2
Maximal Coefficient of relativity for single scarp ($K = h/l$)		≥ 0.09	–
Offset of archaeological object	Maximal horizontal offset – l_{hist} (metre)	12	–
	Average horizontal offset – l_{hist} (metre)	4.5	–
	Maximal vertical offset – h_{hist} (metre)	0.2	–
Age of archaeological object		12-9 BC	12-9 BC
Long-term Slip Rate (mm/yr)		1.6-2.8	2.2-3.8

III-5. DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES DU CHAPITRE.

L'étude de l'activité récente du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Suynik (PSSF) a été abordée par trois approches principales :

- Les études paléosismiques et archéosismiques ;
- Les études morphologiques et morphométriques;
- Les études topographiques.

Trois zones ont fait l'objet d'études détaillées (zones A, B, C sur Fig. III-1).

Sur la base des données morphologiques, morphométriques, et géodésiques l'amplitude des déplacements horizontaux et verticaux des éléments du relief a été estimé le long du segment (Fig. III-65).

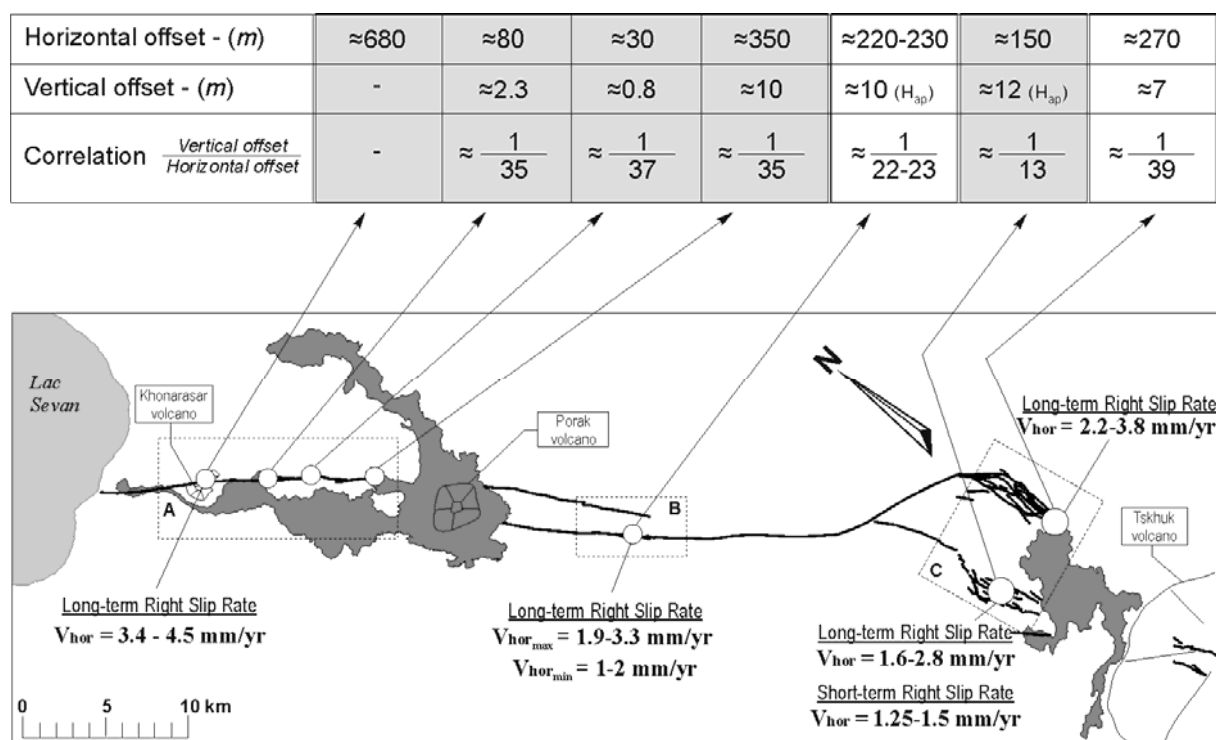


Figure III - 65 : Les estimations des déplacements et des vitesses de déplacements horizontaux du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF estimés par les données morphologiques.

La corrélation entre les amplitudes verticales et horizontales (H/L) pour la partie Khonarasar-Porak est de $\approx 1/35$ (Zone A sur Fig. III-65). Les corrélations H/L estimées pour les branches Sud-ouest des structures Pull apart de Porak et Pull apart de Suynik (Zone B et C sur Fig. III-65) restent à préciser, étant donné que nous n'avons utilisé que les valeurs apparentes des amplitudes verticales à cause de l'insuffisance d'information (Fig. III-65). L'estimation de corrélations H/L pour la branche de Nord-est et *Pull apart* de Suynik est de $\approx 1/39$ (Fig. III-65).

L'estimation des âges exposés dans le chapitre III-3.3 nous a permis de déterminer des vitesses de déplacements horizontaux pour différentes parties du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF (Fig. III-65).

Les recherches paléosismiques et archéosismiques effectués dans la zone du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF comprennent les études des tranchées paléosismologiques et celles des nombreux sites archéologiques présentant des traces de déformations.

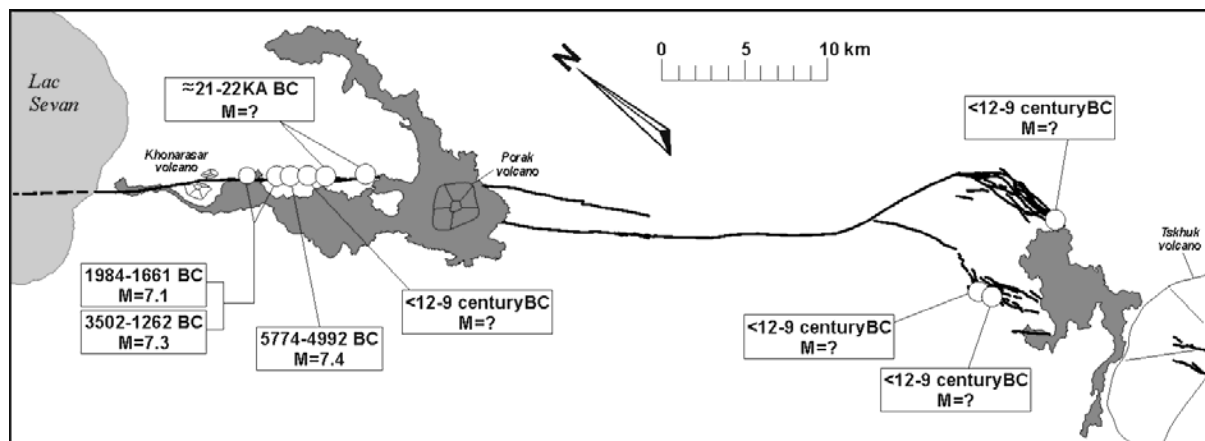


Figure III - 66 : Emplacement des paléo- et archéoséismes et estimations préliminaires des dates et des magnitudes.

Trois séismes anciens ont été découverts à partir de l'analyse des logs des tranchées paléosismologiques (Tableau III-8; Fig. III-31; Fig. III-35; Fig. III-66). En plus, de façon indirecte un séisme beaucoup plus ancien a été mis en évidence (date approximative ≈ 21000 - 22000 A.J.) (Tableau III-8; Fig. III-36b,c; Fig. III-66). Nous avons déterminé les âges de ces séismes: 1) ≈ 21000 - 22000 A.J.; 2) 5774-4992 A.J.; 3) 1984-1616 A.J.; 4) âge inférieur : 12-9 siècles A.J. (Tableau III-8; Fig. III-66). Nous avons pu déterminer que le déplacement horizontal du troisième séisme (daté 1984-1616 A.J.) est de ≈ 3.5 mètres (Tableau III-8). L'accumulation de l'énergie pour ce déplacement avait lieu principalement après le séisme précédent (5774-4992 A.J. - deuxième événement sur Tableau III-8). La vitesse de déplacement horizontal est donc de ≈ 0.8 - 1.2 mm/an (Fig. III-67).

Des déplacements de 12 mètres ont été mesurés dans la zone de la structure *Pull apart* de Syunik (Fig. III-52; Fig. III-55; Fig. III-56; Fig. III-66). La question concernant la magnitude de ce séisme (ou de ces séismes) correspondant à ce déplacement n'est pas solutionnée (sous-chapitre III-4.2.4.). Pour discuter de ce problème nous devons prendre en compte les résultats suivants :

- Au Nord-ouest du volcan de Porak (Fig. III-1; Fig. III-25; Fig. III-40), dans les tranchées paléosismologiques, nous avons découvert des crevasses d'origine tectonique comblées par les blocs de la tombe (Tranchées 04-3 et Tranchée 05-1 sur Fig. III-31, 35) et datées du 12-9 siècles A.J. (sous-chapitre III-2.5.2)
- Le complexe d'inhumations anciennes situé dans la zone de la branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik (Fig. III-1; Fig. III-52) présente un déplacement maximal dextre de 12 mètres d'un mur du complexe et des déformations du corps de la tombe (sous-chapitre III-4.2.1.; Fig. III-52). Le complexe d'inhumation a un âge du 12-9 siècles A.J. (sous-chapitre III-4.2.3.).
- Un enclos ancien pour le bétail dans la zone de branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik (Fig. III-1; Fig. III-54) présente un mur qui a

subi un déplacement horizontal dextre d'environ 12 mètres (Fig. III-55; Fig. III-56). Des traces de reconstruction du mur de Nord-ouest d'enclos sont visibles (Fig. III-55). L'âge de l'enclos ancien a été estimé également au 12-9 siècles A.J. (sous-chapitre III-4.2.3.).

- Un autre complexe d'inhumation ancien est situé directement sur l'escarpement principal de la branche Nord-est de la structure *Pull Apart* de Syunik (Fig. III-1; Fig. III-61). Des signes indirects de déformations d'origine sismique ont été découvert (sous-chapitre III-4.3.1.; Fig. III-61; Fig. III-62). Malheureusement nous n'avons pas réussi de déterminer le caractère et l'amplitude des déformations. L'âge de ce complexe d'inhumation ancienne a été estimé des 12-9 siècles A.J. (sous-chapitre III-4.3.1.).

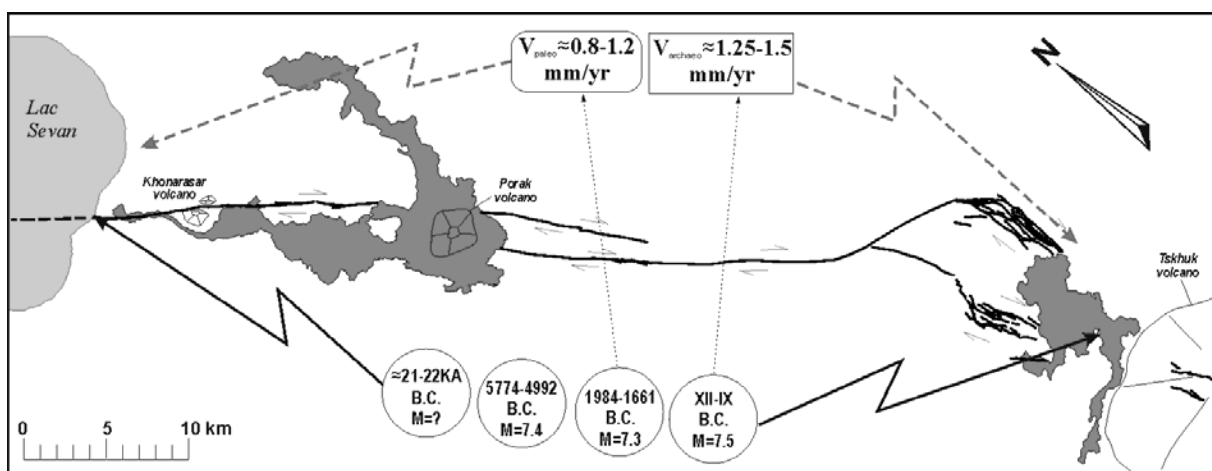


Figure III - 67 : Paléoséismes et archéoséismes du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille PSSF.
Estimations de vitesses horizontales à partir des données de paléo- et archéo-sismicité.

La distance entre la tombe située plus Nord-ouest du volcan de Porak, et les tombes et murs situés dans la zone de structure *Pull Apart* de Syunik est de 40-45 kilomètres. D'après les formules empiriques de Wells and Coppersmith (1994), la rupture en surface de 45 kilomètres pourrait correspondre à un séisme de magnitude $M=7.0$. Le déplacement moyen d'un tel séisme peut atteindre 1-1.5 mètre (Wells and Coppersmith, 1994). Si on considère que le déplacement de 12 mètres à *Pull Apart* de Syunik s'est formé à la suite de plusieurs séismes de magnitudes $M \geq 7.0$, alors, la rupture superficielle de chacun devrait atteindre le site des tombes situé plus Nord-ouest du volcan de Porak (Fig. III-1). Donc, nous supposons, que les déformations de la tombe au Nord-ouest du volcan de Porak et les déformations des tombes et des murs à *Pull Apart* de Syunik sont le résultat d'un même séisme (ou séismes).

Dans sous-chapitre III-4.2.4. nous avons analysé les données concernant les déplacements obtenus dans la zone de la branche Sud-ouest de la structure *Pull Apart* de Syunik. Sur un site d'une longueur de 1.5 kilomètres nous avons mis en évidence trois déplacements de 12 mètres: 1) le déplacement maximal de 12 du mur du complexe d'inhumations anciennes (Fig. III-52); 2) le déplacement de 12 mètres du mur Nord-ouest d'enclos ancien (Fig. III-55); 3) le déplacement de 12 mètres du mur Sud-est d'enclos ancien (Fig. III-56). En utilisant ces données locales, nous avons présumé que la valeur moyenne de déplacement est de 12 mètres. Selon les formules empiriques de Wells and Coppersmith

(1994), nous avons calculé une statistique de corrélation entre le nombre et la magnitude des séismes qui sont susceptibles d’êtres associés à un déplacement de 12 mètre (Tableau III-12).

Ces déplacements sont-ils associés à un séisme seul important ($M=7.8$) ? Ou, sont-ils le résultat de déplacements cumulés après une série de séismes plus faibles ($M=7.0$, $M=7.3$ etc.)?

Pendant la discussion, nous avons développé les arguments rendant inacceptables les deux variantes proposées sur l’origine des déplacements (sous-chapitre III-4.2.4):

- Le séisme d’une $M=7.8$ est susceptible de provoquer une rupture superficielle de 225 kilomètre de longueur (tableau III-12). Pour la faille de PSSF, ça signifie la propagation de rupture superficielle sur trois segments. A notre avis c’est peu probable. Donc, la variante avec un fort séisme de magnitude $M=7.8$ a été rejetée.
- Conformément au tableau III-12, il faut 4-12 séisme avec une magnitude de $M=7.0-7.3$ pour totaliser un déplacement cumulé de 12 mètres. Dans ce cas, l’intervalle de récurrence de tels séismes et *elapsed time* serait de 387-775 ans. Mais, dans les manuscrits anciens, il n’y a aucune mention concernant des séismes. En plus, il y a un fait de reconstruction du mur au Nord-ouest d’enclos, qui diminue l’intervalle de récurrence de 387-775 ans (Fig. III-55). Donc, la variante avec plusieurs séismes de plus faibles magnitudes ($M=7.0$, $M=7.3$ etc.) a aussi été rejetée.

Tableau III-12

Magnitude (M_s)	Déplacement moyen pendant un événement (m)	Rupture superficielle (km)	Nombre des séismes nécessaires pour obtenir un déplacement de 12 mètres
7.8	12	225	1
7.3	3	85	4
7.0	1-1.5	45	8-12

Mais maintenant, quand nous supposons que les déformations de la tombe au Nord-ouest du volcan de Porak et les déformations des tombes et des murs à *Pull Apart* de Syunik sont le résultat d’un même séisme (ou séismes), il est nécessaire de ré analyser la situation.

Premièrement, pendant les travaux les plus récents et les recherches précédentes, onze tranchées paléosismologiques ont été étudiées dans la zone de Khonarasar-Porak (zone A sur Fig. III-1) et dans les limites de la structure *Pull Apart* de Syunik (près de volcan Tskhuk sur Fig. III-1). **Aucun signe de déplacements multiples** des couches correspondant à l’âge $\leq 12-9$ siècles B.C. n’ont été découverts. Au contraire, nous avons **les évidences d’un seul séisme** (sous-chapitre III-2.5.3; Fig. III-31; Fig. III-35; Fig. III-36 b,c).

Deuxièmement, sur les sites archéologiques étudiés le déplacement de 12 mètres ne peut pas être mis en doute sur le mur Nord-ouest de l’enclos ancien à la zone de *Pull Apart* de Syunik (Fig. III-55). Pour le déplacement du mur Sud-est de l’enclos (Fig. III-56) et du complexe d’inhumation ancienne (Fig. III-52 sous-chapitre III-4.2., nous avons utilisé les valeurs maximales possibles de déplacement de ces murs. Par exemple, l’estimation de déplacement de 12 mètres du mur du complexe d’inhumation ancienne a été basée sur la supposition que le mur était initialement rectiligne (Fig. III-52). Si on suppose qu’initialement

le mur était courbé, alors il faut mesurer que les distance relatives entre les partie du mur déplace (Fig. III-52). Dans ce cas, le déplacement cumulé de ce mur sera 4-4.5 mètres (Fig. III-52).

Cela nous permet d'examiner une situation contradictoire où nous avons différents sites archéologiques qui sont subis les déplacements horizontaux différents: 12 mètres pour le mur Nord-ouest de l'enclos ancien (Fig. III-55); 4-4.5 mètres pour le complexe d'inhumation ancienne (Fig. III-52). Si on considère la valeur 4-4.5 mètres comme **un déplacement moyen**, alors, cette valeur correspondra à un séisme avec $M_s=7.4-7.5$ (Wells and Coppersmith, 1994). La rupture superficielle de ce séisme peut atteindre 100-120 kilomètres de long et provoquer **un déplacement maximum** de 12 mètres (Wells and Coppersmith, 1994).

Les cas similaires ont été observé pendant le séisme de Neftegorsk de 1995: déplacement maximal = 8.1m; déplacement moyen = 3.8 m; rupture superficielle 35 km; $M_s=7.6$ (Kozhurin & Streltsov, 1995; Shimomoto, et al., 1995; Bulgakov, et al., 2002).

Dans le sous-chapitre III-4.2.4 nous sommes venus à la conclusion que la reconstruction du mur au Nord-ouest d'enclos a été effectué immédiatement après le séisme (Fig. III-55). En plus la date du séisme pendant lequel le mur d'enclos a été déplacé correspond au 12-9 siècles B.C.

Ainsi, en tenant compte :

- Des déplacements mentionnés;
- De la reconstruction rapide du mur au Nord-ouest d'enclos ;
- De l'absence des signes de déplacements multiples des couches correspondants à l'âge $\leq 12-9$ siècles B.C. dans les logs des tranchées paléosismologiques. Et au contraire l'existence dans les tranchées des signes d'un seul séisme.
- De la possibilité de déplacement de 12 mètres associé au séisme de magnitude $M_s = 7.4-7.5$;
- De la possibilité de l'influence simultanée du séisme d'une magnitude $M_s = 7.4-7.5$ sur les sites archéologiques près du volcan de Porak et de la zone de *Pull Apart* de Syunik;

nous devons supposer que les déformations de la tombe située plus au Nord-ouest du volcan de Porak, et les déformations des tombes et des murs situés dans la zone de structure *Pull Apart* de Syunik sont associées à un même séisme de magnitude de $M_s=7.5$ et daté du 12-9 siècles B.C. En conclusion, nous estimons de la magnitude maximale du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Syunik est $M_s=7.5$. La vitesse de déplacement horizontale correspondante est alors de 1.25-1.5 mm/an (Fig. III-67).

Les estimations finales obtenues dans ce chapitre sont présentées dans le Tableau IV-1

DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES

Le territoire d'Arménie se trouve dans la partie centrale de la zone de collision continentale entre les plaques Arabique et Eurasienne. Dans le cadre de cette thèse nous avons effectué l'étude des déformations récentes et des déformations résiduelles de la lithosphère du territoire de l'Arménie. L'étude des déformations récentes a été basée sur l'analyse des données de trois campagnes de mesure GPS réalisées en Arménie (chapitre II). Les études des déformations résiduelles ont été localisées dans la zone du segment d'Artanich-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Syunik (PSSF) qui présente le plus grand structure tectonique du territoire d'Arménie (chapitre III). Les recherches géomorphologiques, morphométriques et topographiques ont été réalisées pour découvrir et pour évaluer les déplacements horizontales et verticales. Les recherches paléosismologiques, archéosismologiques et archéologiques ont permis de préciser l'information concernant des paléoséismes produites sur le segment de Artanich-Tskhouk et découvrir et évaluer les nouveaux.

Les caractéristiques des déformations obtenues par GPS coïncident avec les données géologiques et les complètent partiellement. Conformément à ce modèle, la dérive vers le Nord du territoire limité par les failles de Garni et d'Akhourian (Aragats Micro-bloc) provoque une compression Nord-sud dans la zone du sommet de l'arc tectonique Nord Arménien et une extension Est-ouest plus au Nord dans la zone du massif volcanique de Djavakhk (Rebaï 1992; Karakhanian et al., 1997b). Nos recherches GPS affirment intégralement ces déformations (Fig. IV-1). An addition aux données géologiques, le GPS a permis évalué ces déformations: une déformation en compression dans la zone sommitale de l'arc tectonique Nord Arménien avec un azimuth de 0°N et une vitesse de $\approx 3.5 \pm 0.9$ mm/an; les extensions du massive de Javakhk de $\geq 3.7 \pm 0.9$ mm/an avec un azimuth de 90°N . (Fig. IV-1).

Selon les données géologiques du micro block de Guergharkunique, la partie de jonction des failles de Garni et de Pambak-Seva-Sunik (Gegharkunik Micro-block) subie la rotation en direction de «contre le montre». Les déformations de la partie centrale du micro-

block de Gegharkunik ne décrivent pas (Karakhanian et al., 1997b). La géométrie du réseau GPS nous ne permet pas vérifier la rotation mentionnée. Mais, par contre, l'étude GPS a permis découvrir une extension du micro-block de Gegharkunik avec une vitesse 2.4 ± 1 mm/an et un azimut 68°N (Fig. IV-1). Cette extension s'accorde avec la géologie de la région. En effet dans le centre du Micro-block Gegharkunik, des failles normales N-S sont associées au massif volcanique de Gegam avec des cônes volcaniques d'âge quaternaire alignés perpendiculairement à la direction de l'extension estimée par GPS (Karakhanian, et al., 2004c; Avagyan, et al., 2005; Avagyan et al., in preparation) (Fig. II-18; Fig. II-19; Fig. IV-1).

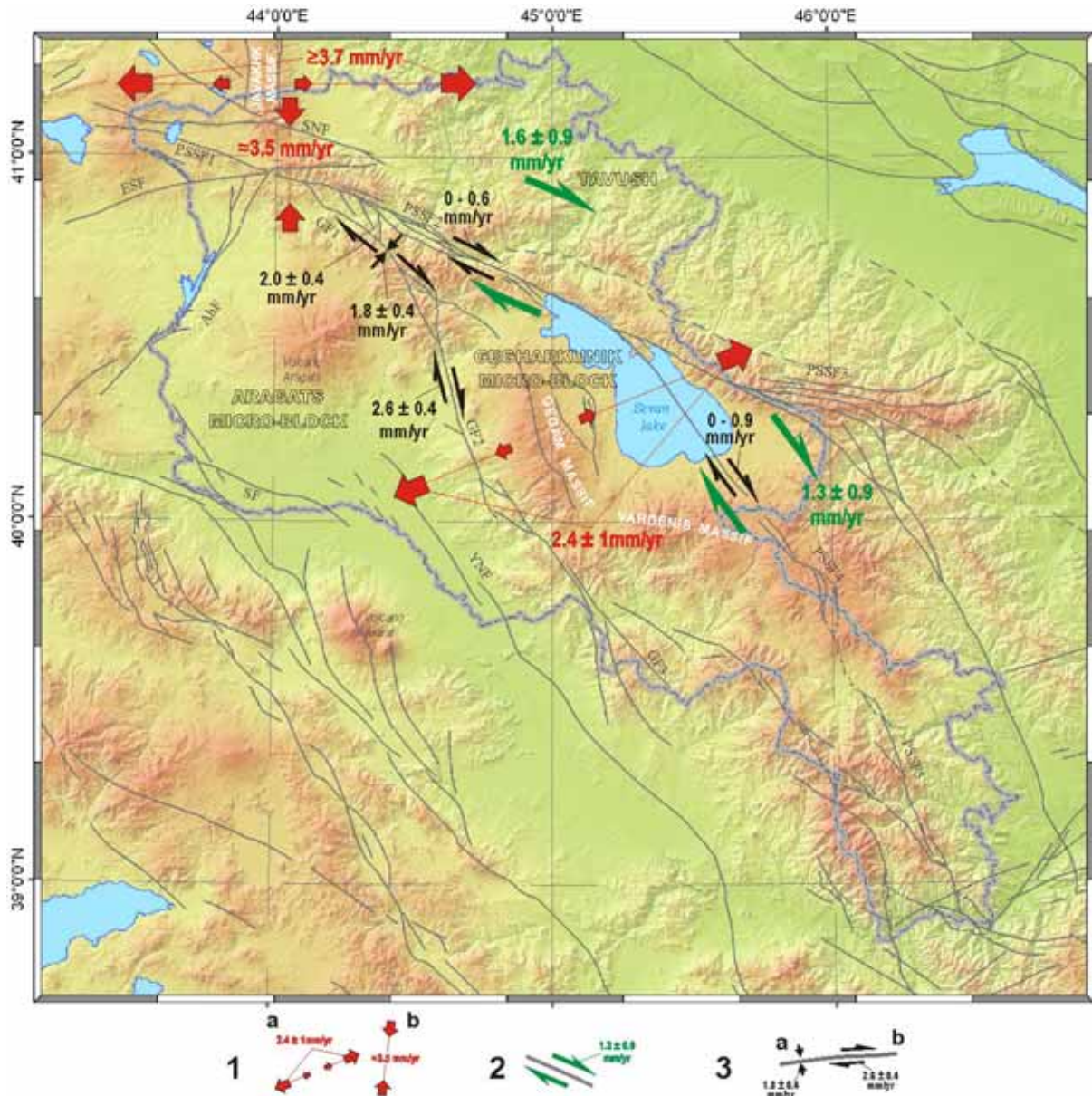


Figure IV - 1 : Déformations horizontales de la lithosphère du territoire central et Nord arménien obtenues par GPS au moyen de:
 1 – l'analyse de champ de vitesses GPS le long des profils (sous-chapitre II-3.4.1.), (a - extension; b - compression); 2 – l'analyse des vecteurs vitesses des stations GPS éloignés des micro-blocs fixés (sous-chapitre II-3.5.) (montre les vitesses des déformations inter-sismiques); 3 – comparaisons des pôles des rotations des micro-blocs limitrophes (chapitre II-3.5.) (a - compression; b – décrochement).

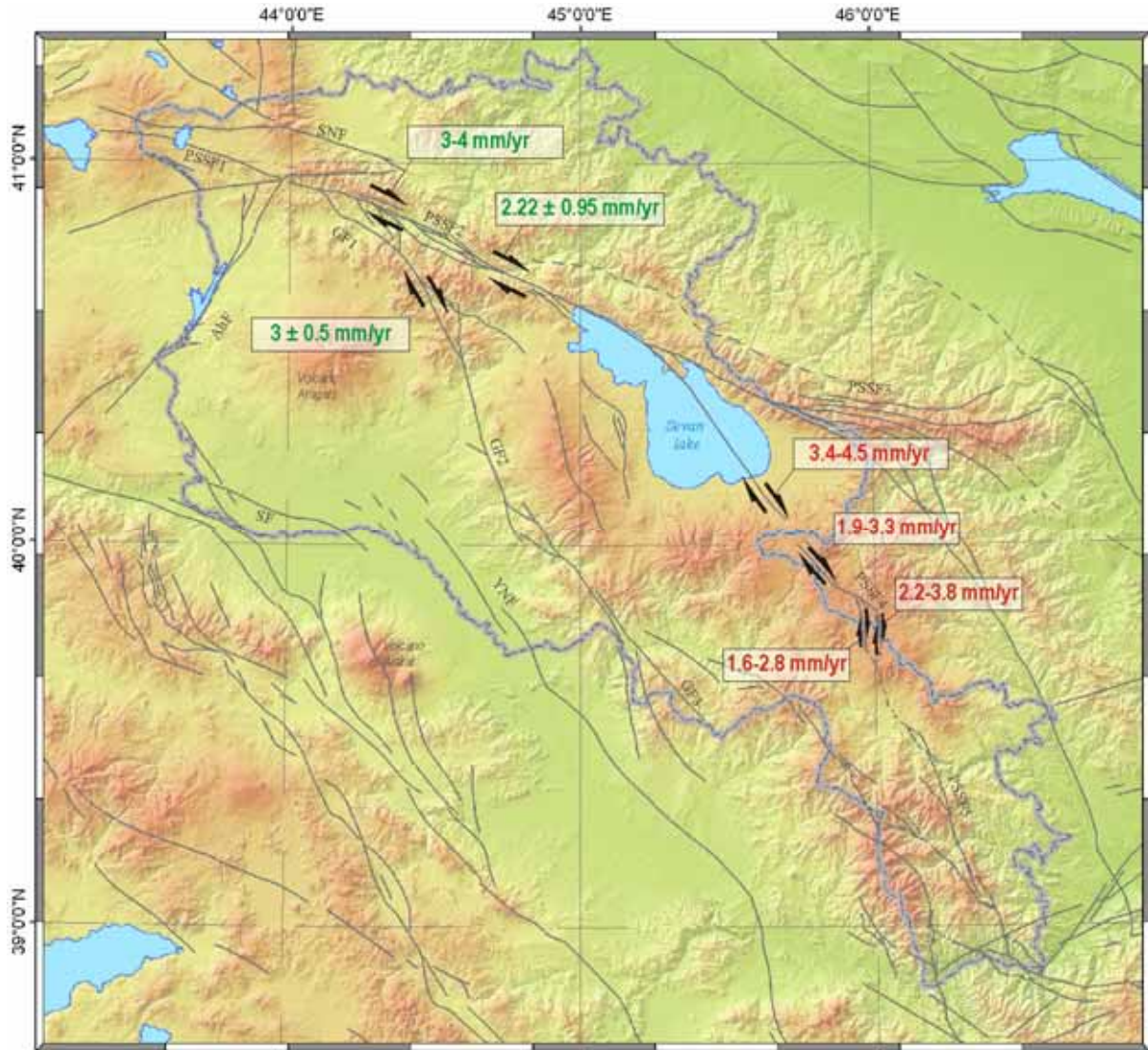


Figure IV - 2 : Vitesses des déplacements horizontaux le long des failles arméniennes, estimés par les données morphologiques : en vert, les vitesses estimées par les études précédentes (Trifonov et al., 1990; Trifonov et al., 1994; Philip et al., 2001); en rouge, les vitesses estimées par notre étude.

L'analyse détaillée du champ de vitesse à partir des données GPS a permis d'estimer les vitesses des déplacements des failles actives principales du territoire de l'Arménie (Fig. IV-1).

En raison de mauvaise identification en surface du segment GF2 de la faille de Garni (à cause de la couverture végétale et des coulées de lave sur la zone de la faille), le problème de l'existence de ce segment est un sujet de discussions. Dans notre travail, nous avons utilisé un modèle tectonique contenant le segment GF2 (Fig. I-4; Fig. II-6). Mais, il existe des modèles tectoniques alternatifs qui soit ne contiennent pas ce segment, soit le montrent comme un segment hypothétique (Balassanyan et al., 1999a; 1999b; 1999c). Le segment GF2 n'a pas été pris en compte dans la réalisation de la carte de risques sismique de l'Arménie en 1994 (Balassanian et al., 1997). Notre étude géodynamique par GPS nous a permis de découvrir une vitesse de décrochement dextre de 2.6 ± 0.4 mm/an sur le segment GF2 (Fig. IV-1). C'est un argument supplémentaire qui montre la réalité de l'existence du segment GF2 de la faille de Garni.

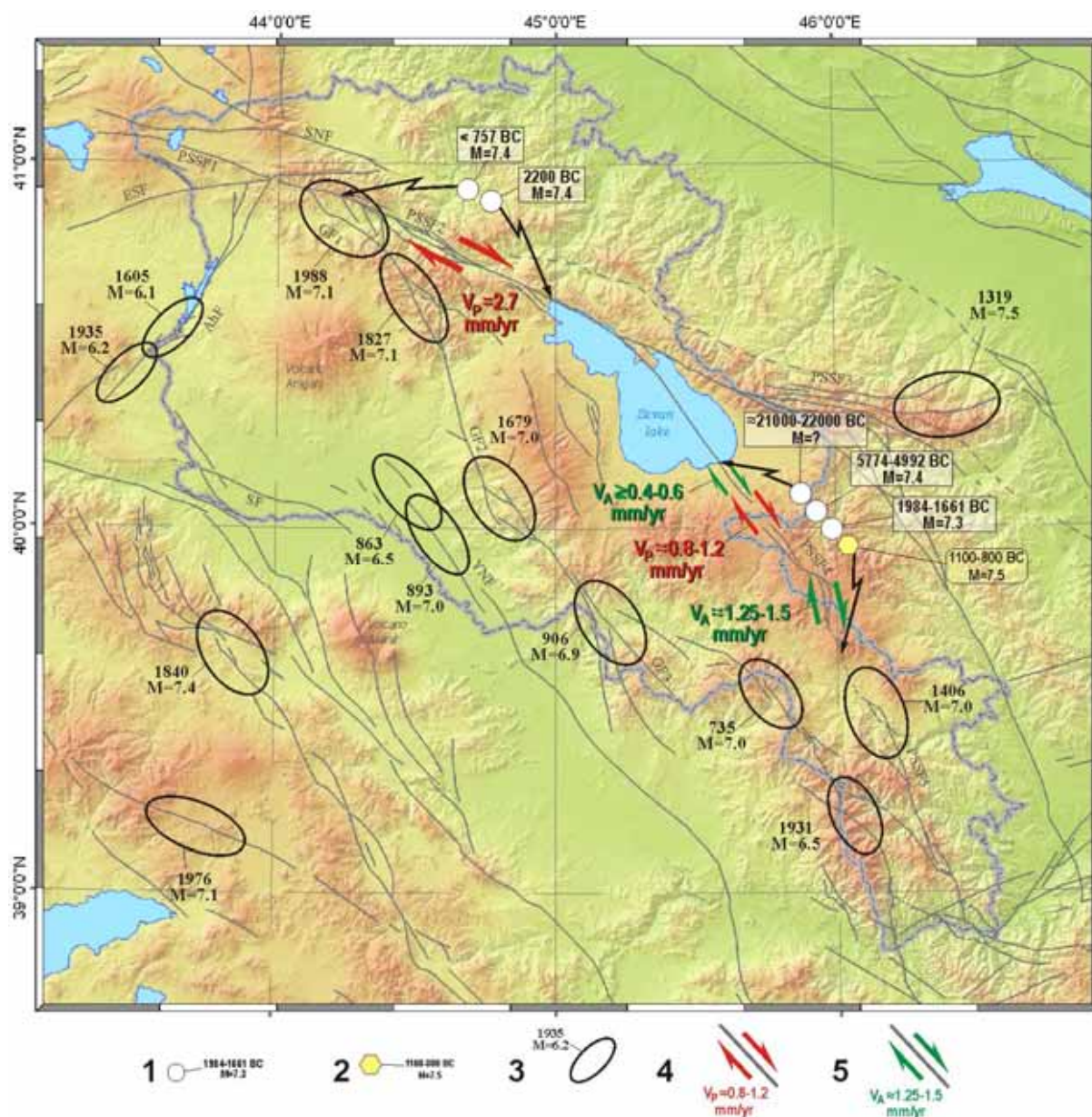


Figure IV - 3 : Vitesses des déplacements horizontaux calculées à partir des données paléosismologiques et archéosismologiques, et séismes majeurs de l'Arménie :

1 – paléoséismes (d'après Karakhanian, et al., (2004) et modifiés par notre études); 2 – archéoséismes; 3 – séismes historiques et instrumentales (d'après Karakhanian, et al., (2004) et modifiés par notre études); 4 – vitesses de déplacements horizontales calculées par paléoséismes; 5 – vitesses de déplacements horizontales calculées par archéoséismes.

En comparaison avec le segment GF2, le décrochement dextre est remplacé partiellement par la compression sur le segment GF1 (décrochement dextre de 2 ± 0.4 mm/an; compression de 1.8 ± 0.4 mm/an) (Fig. IV-1). De points de vue géologiques, ça peut être expliqué par changement de l'orientation de la faille de Nord-nord-ouest vers Nord-est (Fig. IV-1).

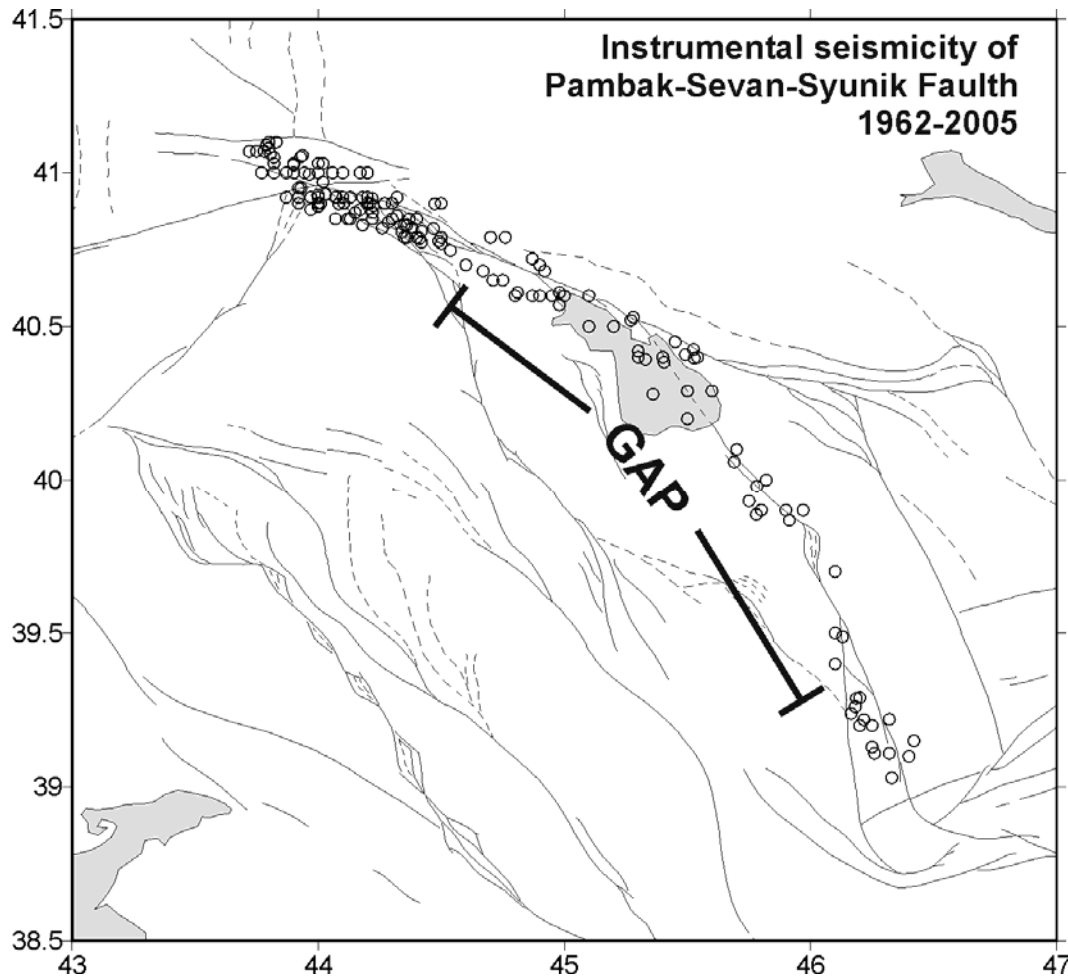


Figure IV - 4 : Sismicité instrumentale des années 1962 à 2005 réalisée dans la zone de faille de Pambak-Sevan-Syunik (PSSF).

Comme nous l'avons noté (chapitre II), les déformations décrochantes dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Syunik sont insignifiantes ($0\text{--}0.6\text{ mm/an}$ pour le segment PSSF2 et $0\text{--}0.9\text{ mm/an}$ pour le segment PSSF4; Fig. II-20; Fig. IV-1). Néanmoins, les stations éloignées de la faille (ORD0, ENO0, ZOD0) fixent les mouvements inter-sismiques vers dextre plus perceptibles ($1.6 \pm 0.9\text{ mm/an}$ pour le segment PSSF2 et 1.3 ± 0.9 pour le segment PSSF4) (chapitre II; Fig. II-27; Fig. IV-1). Tel distribution des vitesses a permis de supposer que le long de la faille de PSSF ont eu lieu les processus de l'accumulation de l'énergie, c'est-à-dire les processus de la préparation d'un séisme forte.

Comparons les données de GPS avec les données géologiques, pour vérifier cette supposition.

Selon les données géologiques, les estimations maximales des vitesses de déplacements horizontales de la faille de Pambak-Seva-Syunik et de la faille de Garni sont à peu près similaires, avec une prépondérance peu considérable des vitesses de PSSF ($GF = 3 \pm 0.5\text{ mm/an}$; PSSF2 = $3\text{--}4\text{ mm/an}$, PSSF4 = $3\text{--}5\text{ mm/an}$; Fig. IV-2). Ces estimations ont effectué sur la base de l'analyse des déplacements observés. Donc, les déplacements dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Syunik surpassent les déplacements dans la zone de la faille de Garni.

Tableau IV-1 : Caractéristiques principales des failles de Pambak-Sevan-Syunik (PSSF) et de Garni (GF) estimées par différentes méthodes.

Faille	Segment	Secteur	Data Géomorphologique				Data Archéosismologiques et Paléosismologiques		Data GPS		Estimation M_{max}	Récurrence Intervalle	Elapsed time
			Déplacement horizontal maximal	Corrélation entre déplacement vertical et horizontal	Cinématique	Vitesse	Cinématique	Vitesse	Cinématique	Vitesse			
Faille de Pambak-Sevan-Syunik	PSSF 2	-	2000 m	$\approx 1/6$	Dérochement dextre	3-4 mm/an (Trifonov et al. 1990) 2.24 ± 1 mm/an (Philip et al. 2001)	Dérochement dextre	2.7 mm/an (paléo) (Philip et al. 2001)	Décrochement dextre	0 - 0.6 mm/an Déformation Inter-séismique: 1.6 ± 0.9 mm/an	7.4	≈ 1450 ans	≈ 2750 ans
		Khonarasar-Porak	680 m	$\approx 1/35$	Dérochement dextre	4-5 mm/an (Trifonov et al. 1994) 0.53-0.64 mm/an (Philip et al. 2001) 3.4-4.5 mm/an (cette étude)	Décrochement dextre	0.8-1.2 mm/an (paléo) (cette étude)	Décrochement dextre	0 - 0.9 mm/an Déformation Inter-séismique : 1.3 ± 0.9 mm/an	7.5	≈ 1600 ans	≈ 3000 ans
	PSSF 4	Parak - Syunik Pull apart	220-230 m	-	Dérochement dextre	1.9-3.3 mm/an (cette étude)	Dérochement dextre	-	-	-	-	-	-
		Syunik Pull apart	≥ 196 (Branch SW) ≈ 170 (Branch NE)	$\approx 1/39$	Dérochement dextre	2.2-3.8 mm/an (Branch NE) 1.6-2.8 mm/an (Branch SW) (cette étude)	Décrochement dextre	1.25-1.5 mm/an (archléo) (cette étude)	Décrochement dextre	-	-	-	-
Faille de Garni	GF1	-	200 m	-	Dérochement dextre	3 ± 0.5 mm/an (Trifonov et al. 1994)	-	-	Décrochement dextre Compression	2.0 ± 0.4 mm/an 1.8 ± 0.4 mm/an	7.1	-	19 ans
	GF2	-	-	-	-	-	-	-	Décrochement dextre	2.6 ± 0.4 mm/an	-	-	-

Les vitesses estimées par GPS pour la faille de Garni sont un peu plus lents que les estimations géologiques ($GF1 = 2.0 \pm 0.4$ mm/an; $GF2 = 2.6 \pm 0.4$ mm/an; Tableau II-12). Mais à la différence des données géologiques, les vitesses de la faille de Garni surpassent considérablement les vitesses de la failles de Pambak-Seva-Sunik ($PSSF2 = 0-0.6$ mm/an; $PSSF4 = 0-0.9$ mm/an; Tableau II-12)

Sur la base de la comparaison des données géologiques avec les données GPS (à savoir que $DEPLACEMENT_{PSSF} \geq DEPLACEMENT_{GF}$, et $V_{PSSF_GPS} \ll V_{GF_GPS}$), nous supposons que les déplacements de la faille de Garni comporte probablement un caractère de mouvement par le creep et impulsions, et par la faille de Pambak-Seva-Sunik principalement par les impulsions, c'est-à-dire se réalise essentiellement par les séismes forts.

Un témoignage de l'absence des déformations de *creep* (au moins) dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Syunik présente le tunnel «Sevan-Dilijan» d'une longueur de 2257 mètres qui passe à travers la faille de Pambak-Seva-Sunik (Fig. II-25). Ce tunnel a été mis en exploitation en 2003. Depuis cette date, le service géodésique de tunnel n'a relevé aucunes déformations du corps de tunnel.

L'analyse de sismicité historique montre, que quatre séismes importants ($M_{max}=7.1$) ont eu lieu sur la faille de Garni durant dernières 1100 années (Fig. IV-3). Par contre, nous n'avons aucuns séismes historiques sur les segments PSSF2 et PSSF4 de la faille de Pambak-Seva-Syunik (Fig. IV-3).

Selon des données archéosismologiques et paléosismologiques, les signes de six séismes importants (avec $M_{max}=7.4-7.5$) ont été découverts dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Syunik (2 sur le segment PSSF2; 4 sur le segment PSSF4) (Fig. IV-3). Le séisme le plus récent découvert dans la zone du segment PSSF2 était daté par < 757 années B.C. (Fig. IV-3). Donc, *elapsed time* pour ce segment fait ≈ 2750 années. Le dernier séisme ayant lieu dans la zone du segment PSSF4 était daté de 12-9 siècles B.C. (Chapitre III; Fig. IV-3). En plus, dans les logues des onze tranchées paléosismologiques étudiées dans la zone de PSSF4, aucune signe de déplacements des couches correspondant à l'âge < 9 siècles B.C. n'ont pas été découverts (Chapitre III). Donc, *elapsed time* pour le segment PSSF4 fait ≈ 3000 années. L'absence des séismes importants dans les zones des segments PSSF2 et PSSF4 pendant le période de ≈ 3000 années est aussi un argument témoignant l'accumulation de l'énergie (processus de la préparation d'un séisme forte) dans la zone de faille de Pambak-Seva-Sunik.

Dans sous-chapitre II-4 nous avons décrit une accalmie sismique durant le période entre les campagnes des mesures GPS sur la zone des segments PSSF2 et PSSF4 (Fig. II-30). Il est possible, que cette accalmie sismique ait eu un caractère temporaire. Et, les valeurs basses des vitesses de déplacements obtenues par GPS sont le résultat de cette accalmie. Mais l'analyse de toute la sismicité instrumentale (pour le période de 1962-2005) détermine le GAP spatiale de distributions des épicentres des séismes dans les zones des segments PSSF2 et PSSF4 (Fig. IV-4).

Les arguments dévoilés, déjà aux mêmes, sans compte tenu les données de GPS, témoignent à l'accumulation de l'énergie sur la faille de Pambak-Seva-Sunik. Les observations par GPS ont permis découvrir ce phénomène et le étudier si nécessaire.

Comme nous avons déjà noté ci-dessus, *elapsed time* est ≈ 2750 années pour le segment PSSF2; ≈ 3000 années pour le segment PSSF4. En utilisant les valeurs de ses *elapsed time* et les vitesses des mouvements inter-sismiques estimées pour la faille de Pambak-Seva-Syunik par GPS ($PSSF2 = 1.6 \pm 0.9$ mm/an; $PSSF4 = 1.3 \pm 0.9$ mm/an), nous avons calculé les déplacements inter-sismiques cumulés: $PSSF2 \approx 4.5$ mètres; $PSSF4 \approx 3.9$ mètres.

Ce que signifie, qu'au cours d'un nouveau séisme le déplacement au long des segments PSSF2, PSSF4 peut attendre 4-4.5 mètres. Selon la formule empirique de Wells et Coppersmith (1994) les déplacements moyens analogiques peuvent paraître pendant le séisme avec une magnitude de $M=7.5$. Selon les études paléosismologiques et archéosismologiques effectué dans la zone de la faille de Pambak-Seva-Syunik, les séismes avec les magnitudes de $M=7.4-7.5$, ainsi que les déplacements moyens de 4-4.5 mètres sont propres pour la faille de Pambak-Seva-Syunik (Fig. IV-23).

Les données obtenues permettent donc caractériser la faille de Pambak-Seva-Syunik par un degré élevé d'alea sismique avec des probabilités d'attente d'un séisme fort ($M_s=7.4-7.5$) dans un proche avenir.

La comparaison des estimations des vitesses de déformation de la lithosphère de territoire d'Arménie, obtenues pendant cette thèse, sont présenté dans le tableau IV-1. Ces données peuvent être utilisées pour l'estimation d'alea et de risque sismique de territoire de l'Arménie et pays limitrophe.

ANNEXE – 1

**PICHIERS PARAMETRES
GAMIT/GLOB**

Cette annexe présente les fichiers paramètres utilisés pour traiter les données GPS.

Fichier sestbl.

C'est le fichier de paramètres pour le logiciel GAMIT [*King & Bock, 2002*].

Session Table

```

Processing Agency = LDL
Station Number = *
Station Constraint = Y
Satellite Number = *
Satellites Session 1 = YYYYYYYYYYYYYYYYYYYYYYYY ; Y/N
Satellite Constraint = Y ; Y/N
  all      a      e      i      n      w      M      rad1      rad2      rad3
rad4 rad5 rad6 rad7 rad8 rad9
0.01      0.01      0.01      0.01      0.01      0.01      0.01      0.01
0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01

Analysis controls
Type of Analysis = 0-ITER ; 0-ITER/1-ITER/2-ITER/1-CLEAN/2-CLEAN/3-CLEAN
Data Status = RAW ; CLN/RAW
Choice of Observable = LC_HELP ; L1_SINGLE/L1&L2/L1_ONLY/L2_ONLY/LC_ONLY/
; L1,L2_INDEPEND./LC_HELP
Choice of Experiment = RELAX. ; BASELINE/RELAX./ORBIT

Data weighting
Station Error = ELEVATION 10. 0.0001 ; 1-way L1 , a**2 + b**2/sin(elev)**2 in mm,
default = 4.3 7.0
Use N-file = Y ; Y/N (default no): automatic procedure to
reweight by station

Ambiguity resolution
Ionospheric Constraints = 0.0 mm + 99.00 ppm
Ambiguity resolution WL = 0.15 0.25 1000. 10. 1000. ; FIXDRV, SOLVE > 9.26 defaults
Ambiguity resolution NL = 0.15 0.25 1000. 10. 1000 ; FIXDRV, SOLVE > 9.26
defaults

Atmospheric parameters
Tropospheric Constraints = NO ; YES/NO
Zenith Delay Estimation = YES ; YES/NO
Number Zen = 13 ; number of zenith-delay parameters
Zenith Constraints = 0.50 ; zenith-delay a priori constraint in meters
(default 0.5)
Zenith Model = PWL ; PWL (piecewise linear)/CON (step)
Zenith Variation = 0.02 100. ; zenith-delay variation, tau in meters/sqrt(hr),
hrs
Atmospheric gradients = YES ; YES/NO (default no)
Gradient Constraints = 0.01 ; gradient at 10 deg elevation in meters

Orbit parameters
Initial ARC = YES ; YES/NO default = NO for BASELINE/KIINEMATIC,
YES for RELAX/ORBITFinal ARC = NO ; YES/NO
Inertial frame = J2000 ; J2000/B1950
Radiation Model for ARC = BERNE ; SPHRC/BERNE/SRDYB/SVBDY default = BERNE
Geodetic Datum = GEOCENTRIC ; GEOCENTRIC/WGS84/NAD82/WGS72
Reference System for ARC = IGS92 ; WGS84/WGS72/MERIT/IGS92(default)
Update T/L files = L_ONLY ; T_AND_L (default), T_ONLY, L_ONLY, NONE
; hardwired for ALL/POST

First iteration
Decimation factor = 4 ; Decimation factor in solve
Quick-pre observable = LC ; For 1st iter or autcln pre, default same as
Choice of observable

```

Annexe-1: Fichiers paramètres Gamit/Globk.

```
Quick-pre decimation factor = 10 ; 1st iter or autcln pre, default same as
Decimation Factor
Quick-pre Elevation Cutoff = 10 ; Prefit elevation cutoff angle.

MODEL parameters
Antenna Model = AZEL ; NONE/ELEV/AZEL default = NONE
Tide Model = 15 ; Binary coded: 1 earth 2 freq-dep 4 pole 8
ocean default=1
Earth Rotation = 3 ; Diurnal/Semidirunal terms: Binary coded: 1=pole
2=UT1 default=3
Yaw Model = YES ; YES/NO default = YES

SOLVE parameters
Estimate EOP = 15 ; Binary coded: 1 wob 2 ut1 4 wob rate 8
ut1 rate
Wobble Constraint = 0.01 0.01 ; default = 3. 0.3 arcsec arcsec/day
UT1 Constraint = 0.00001 0.01 ; default = .2 0.02 sec sec/day
Update tolerance = .001 m ; Update 1-file if site adjustment bigger than
tolerance
H-file solutions = LOOSE-ONLY ; ALL ; LOOSE-ONLY

Cleanning parameters
Clean Option = AUTCLN ; SINCLN/AUTCLN(default)/DBLCLN
AUTCLN Command File = autcln.cmd ; Filename; default none (use default options)
AUTCLN Postfit = YES ; Run autcln for postfit run
Delete eclipse data = NO ; ALL/NO/POST (Default = NO); 30 mins post shadow
removal is
SCANDD control = NONE ; YES/NONE

File handling
Delete AUTCLN input C-files = I ; YES/NO default = NO ; I -- Intermediate keep
(stops) second model

Not needed any more:
Measurement Error = 10.0 mm + 0.00 ppm

Notes:

PREFIT : Prefit manipulations including cleaning (no solution)
QUICK : Quick solution
0-ITERATION : Full solution with good prior station coordinates and orbits
1-ITERATION : Full solution with approximate prior station coordinates
2-ITERATION : Full solution with approximate prior station coordinates and orbits
1-CLEANED : Cleaned data, update orbits and partials, new solution
2-CLEANED : Cleaned data, update partials, new solution
3-CLEANED : Cleaned data, new solution

Optional controls:

Data Status = CLN ; CLN/RAW
Initial ARC ; YES/NO default = NO for BASELINE/KINEMATIC,
YES for RELAX/ORBIT
Final ARC ; YES/NO default = YES
SOLVE-only = YES ; YES/NO default = NO
Radiation Model for ARC ; SPHRC/ROCK4 default = SPHRC
Reference System for ARC ; WGS72/WGS84/MERIT/IGS92 (default = IGS92)
Tabular interval for ARC ; 900. seconds (new default), 1350. seconds (old
default)
Stepsize for ARC ; 75. seconds (new default), 168.75 seconds (old
default)

Earth Rotation ; Diurnal/Semidirunal terms: Binary coded: 1=pole
2=UT1 default=3
Estimate EOP ; Binary coded: 1 wob 2 ut1 4 wob rate 8
ut1 rate
EOP Constraints ; default = 3. 3. 0.2 (x y arcsec, UT1 sec)
```



```

    Antenna Model          ; NONE/ELEV/AZEL  default = NONE
    Tide Model            ; Binary coded: 1 earth  2 freq-dep  4 pole  8
ocean  default = 1
    Yaw Model             ; YES/NO  default = YES

    Ambiguity resolution WL ; default = 0.15 0.15 1000. 10.
    Ambiguity resolution NL ; default = 0.15 0.15 1000. 10.
    Type of Biases         ; IMPLICIT (default for quick), EXPLICIT (default
for full)
    H-file solutions       ; ALL ; LOOSE-ONLY

    Export Orbits          ; YES/NO  default = NO
    Orbit id               ; 4-char code read only if Export Orbits = YES
    Orbit Format            ; SP1/SP3 (NGS Standard Products)
    Orbit organization     ; 3-char code read only if Export Orbits = YES

    Delete all input C-files ; YES/NO  default = NO
    Delete MODEL input C-files ; YES/NO  default = NO
    Delete SINCLN input C-files ; YES/NO  default = NO
    Delete DBLCLN input C-files ; YES/NO  default = NO
    Delete AUTCLN input C-files ; YES/NO  default = NO
    Update T/L files       ; T AND L (default), T_ONLY, L_ONLY, NONE
                          ; (Applies only to update for full solution after
quick)
    Clean Option           ; SINCLN/AUTCLN(default)/DBLCLN
    AUTCLN Command File    ; Filename; default none (use default options)
    Edit AUTCLN Command File ; YES/NO; default = NO
    Iteration              ; CFILES / XFILES (default)
    Use I-file = N         ; Use I-file (Y/N) (default Y)
    Select Epochs         ; Enter start and stop epoch number (applies only
to SOLVE)
    X-compress = YES       ; Uncompress/compress X-files  default = NO
    Run CTOX = YES         ; Make clean X-files from C-files  default = NO

```

Fichier globk.cmd

C'est le fichier de paramètres pour le logiciel GLOBK [Herring, 2002]. Il est utilisé pour combiner les quasi observations régionales provenant du traitement des campagnes (GAMIT) et les quasi observations globales fournies par SOPAC (<http://www.sopac.ucsd.edu>).

```
* Globk command file for Armenia velocities 1998-2003
* Vahan DAVTYAN
-----
    eq_file ./ar03.eq
    make_svs ./svs_sit.apr
    com_file globk_vel.com
    srt_file glb_vel_ar03.srt
    sol_file globk_vel.sol

** apr site file(s)
    apr_file ../tables/ar03.apr
    apr_file ../tables/itrf2002.apr

** Globk print output
** minimal since using glorg
    prt_opt cmds brat psum vsum gldf eras blen

** (1) Max chi**2, (2) Max prefit diff, (3) Max rotation;
** defaults are 100 10000 10000
    max_chii 30 10 2000.0

** Apply the pole tide whenever not applied in GAMIT
    app_ptid ALL

** Allow the network to be loose since using glorg for stabilization
    apr_neu all 10 10 10 10 10 10

** Add random walk noise as McClusky et al. [2000]
** only in the horizontal coordinates
** Estimate translation - .0005 m**2/yr = 15 mm/half-yr
    apr_tran .005 .005 .005 0 0 0
    mar_tran .0025 .0025 .0025 0 0 0

** Invoke glorg for stabilization
-----
    org_cmd glorg_vel-ar98-03.cmd
    org_opt cmds brat psum vsum gldf eras blen
    org_out globk_vel.org
```

Fichier glorg.cmd

C'est le fichier de paramètres pour le programme glorg (GLOBK) qui impose les contraintes sur la solution et permet de l'exprimer dans le référentiel choisi.

```
** Glorg file for repeatabilities
** Vahan DAVTYAN
-----
      apr_file ../tables/ar03.apr
      apr_file ../tables/itrf2002.apr

** Define the stabilization frame
      source ../tables/stab_site.ar03

** Set parameters to estimate in stabilization
      pos_org  xrot yrot zrot xtran ytran ztran
      rate_org xrot yrot zrot xtran ytran ztran

** Set height ratios
** allow all selected stations through
      stab_min 1. 1.

** loosen height tolerance
      cnd_hgtv 1000 1000 2.0 10.0

** tectonic plates (euler pole determinations)

** Iterations and editing
      stab_ite 4 0.8 4.
```


ANNEXE – 2

**RAPPORT
DE CALIBRAGE ET DES COURBES DE CALIBRAGE
DE DATATIONS DE RADIOCARBONE**

OxCal v4.0.1 Bronk Ramsey (2006);
 IntCal04 atmospheric curve (Reimer et al 2004)*
 OxCal v4.0.1 Bronk Ramsey (2006);
 1.33643e-318

University of Arizona AMS facility

AA-66899 R_Date(3325,54)	AA-66900 R_Date(3394,54)	AA-66902 R_Date(2962,56)
68.2% probability 1666BC (68.2%) 1530BC	68.2% probability 1755BC (68.2%) 1616BC	68.2% probability 1292BC (3.8%) 1278BC 1272BC (61.6%) 1113BC 1100BC (2.8%) 1089BC
95.4% probability 1742BC (95.4%) 1496BC	95.4% probability 1877BC (6.0%) 1841BC 1825BC (3.6%) 1796BC 1782BC (77.1%) 1601BC 1593BC (8.6%) 1532BC	95.4% probability 1377BC (4.9%) 1337BC 1321BC (90.5%) 1013BC

German Archaeological Institute (Berlin)

Bln-5713 R_Date(3497,38)	Bln-5834 R_Date(3661,36)	Bln-5835 R_Date(3466,45)
68.2% probability 1882BC (13.6%) 1861BC 1854BC (54.6%) 1771BC	68.2% probability 2131BC (25.8%) 2086BC 2051BC (42.4%) 1974BC	68.2% probability 1878BC (21.2%) 1839BC 1829BC (18.5%) 1791BC 1786BC (26.0%) 1739BC 1705BC (2.5%) 1699BC
95.4% probability 1923BC (93.6%) 1737BC 1710BC (1.8%) 1696BC	95.4% probability 2187BC (0.2%) 2185BC 2141BC (95.2%) 1937BC	95.4% probability 1911BC (95.2%) 1682BC 1673BC (0.2%) 1670BC

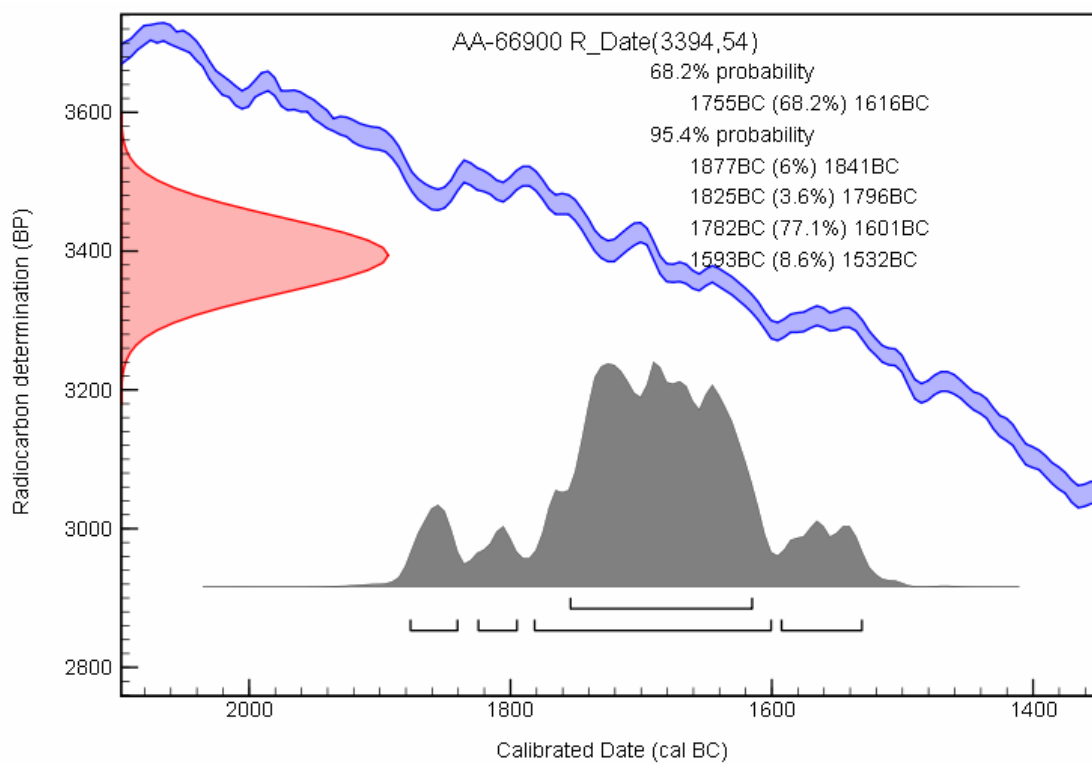
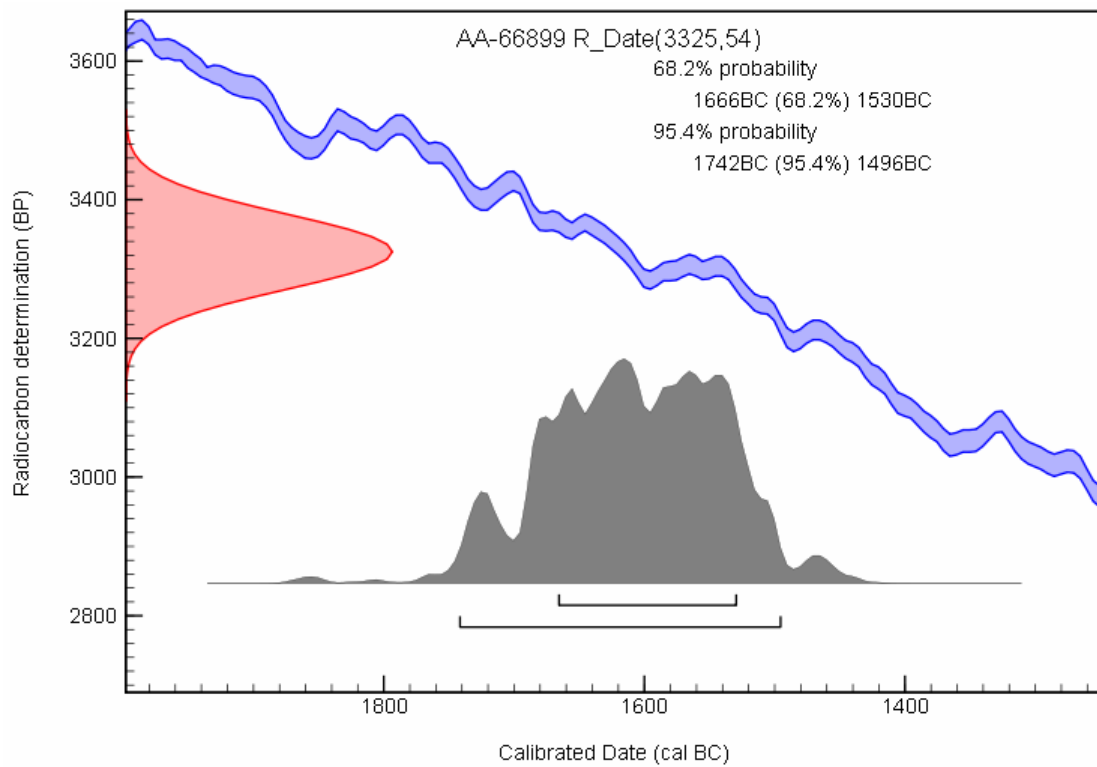
Institute of Geology of Russian Academy of Sciences (Moscow)

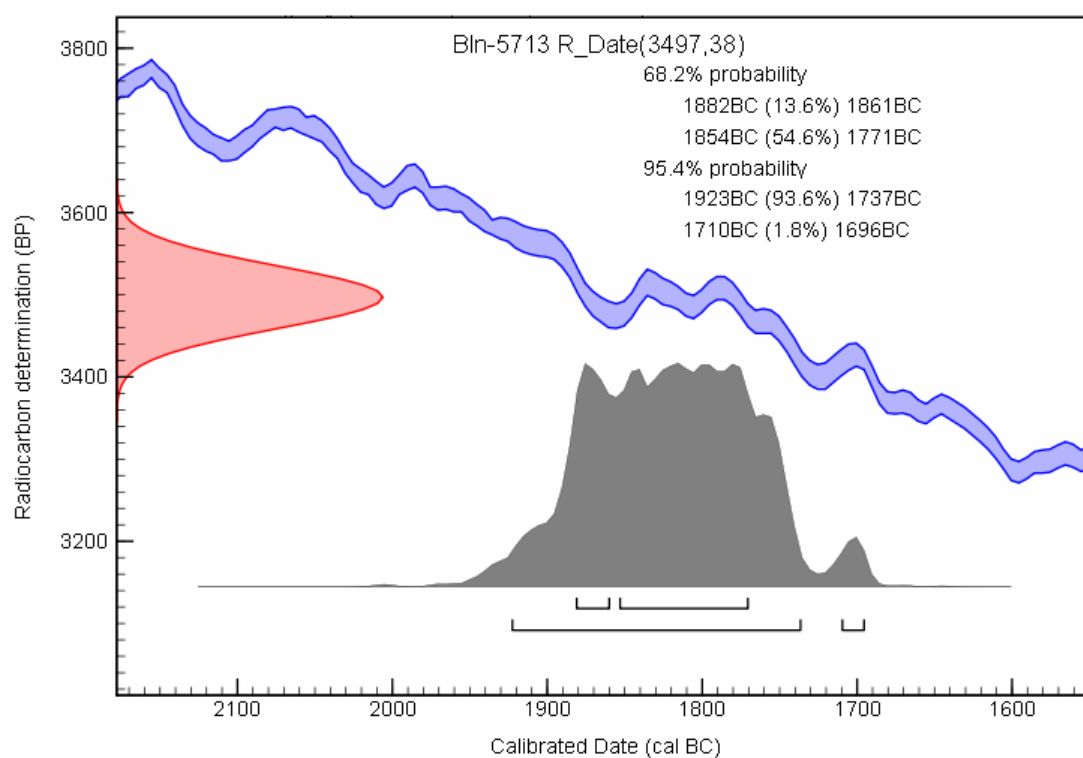
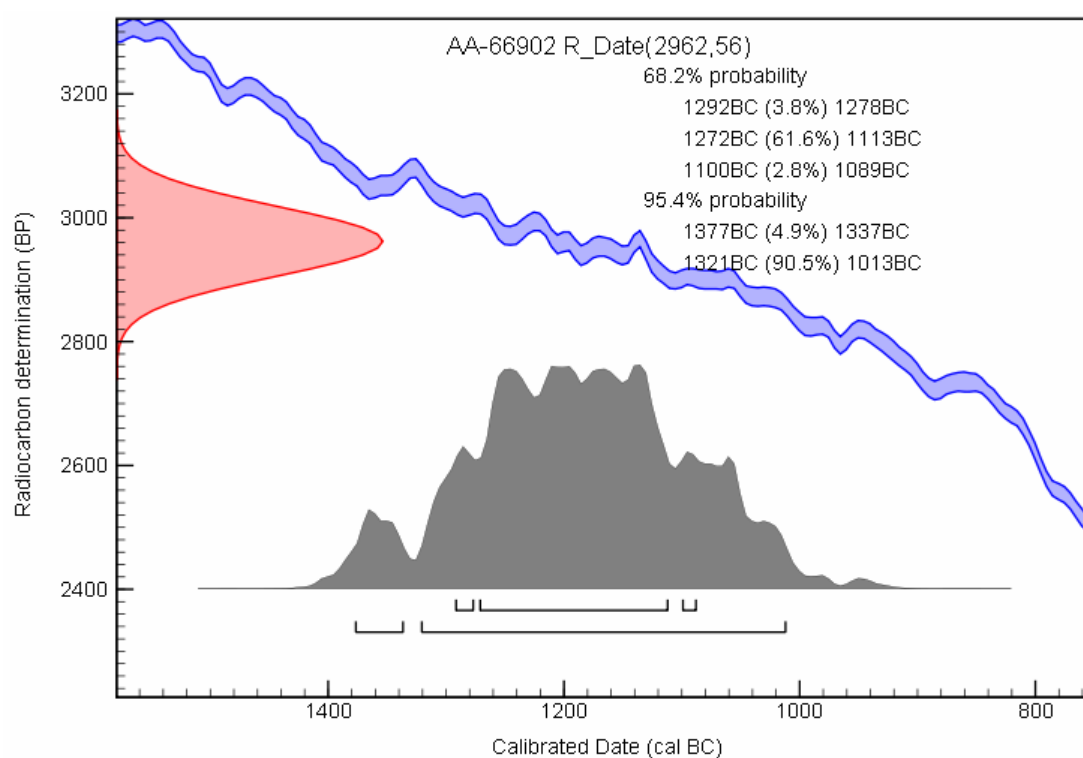
GIN-13517 R_Date(1650,40)	GIN-13518 R_Date(4930,40)	GIN-13519 R_Date(3550,100)
68.2% probability 338AD (65.0%) 434AD 495AD (3.2%) 504AD	68.2% probability 3760BC (12.2%) 3741BC 3731BC (2.9%) 3726BC 3715BC (53.1%) 3654BC	68.2% probability 2023BC (7.0%) 1991BC 1984BC (61.2%) 1751BC
95.4% probability 260AD (5.2%) 284AD 323AD (90.2%) 535AD	95.4% probability 3786BC (95.4%) 3645BC	95.4% probability 2195BC (1.0%) 2174BC 2145BC (94.4%) 1633BC

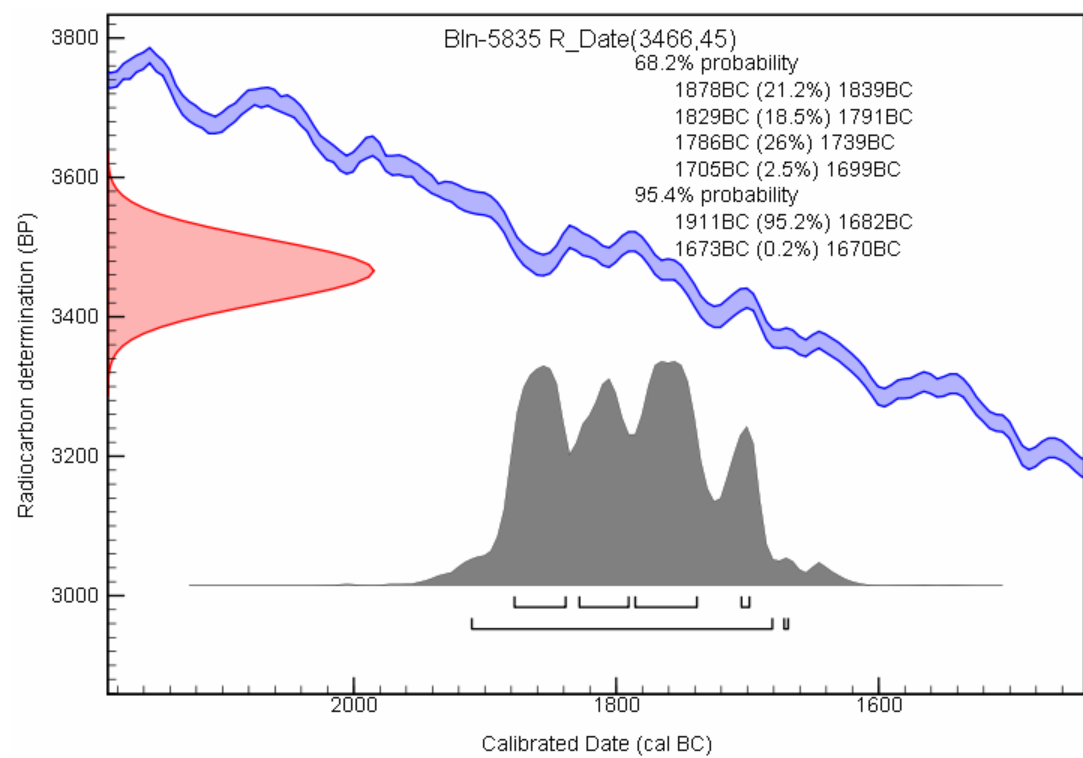
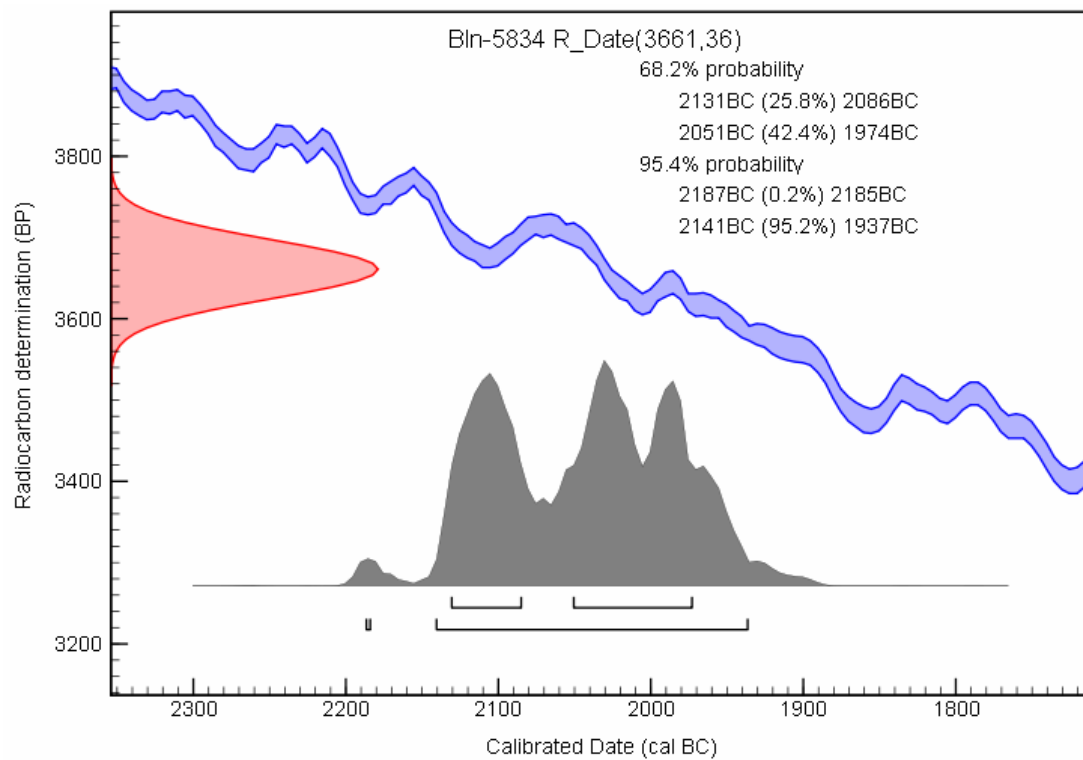
* Reimer, PJ, MGL Baillie, E Bard, A Bayliss, JW Beck, CJH Bertrand, PG Blackwell, CE Buck, GS Burr, KB Cutler, PE Damon, RL Edwards, RG Fairbanks, M Friedrich, TP Guilderson, AG Hogg, KA Hughen, B Kromer, G McCormac, S Manning, C Bronk Ramsey, RW Reimer, S Remmele, JR Southon, M Stuiver, S Talamo, FW Taylor, J van der Plicht and CE Weyhenmeyer, 2004, *IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*, *Radiocarbon*, 46 (3) 1029-1058

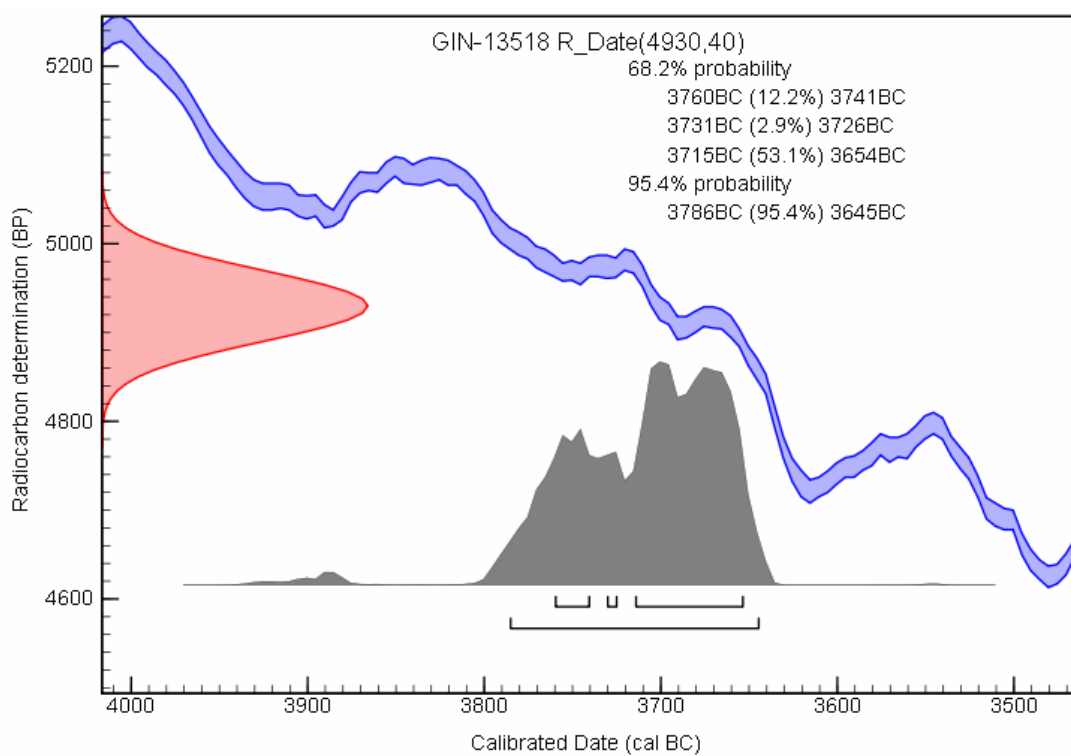
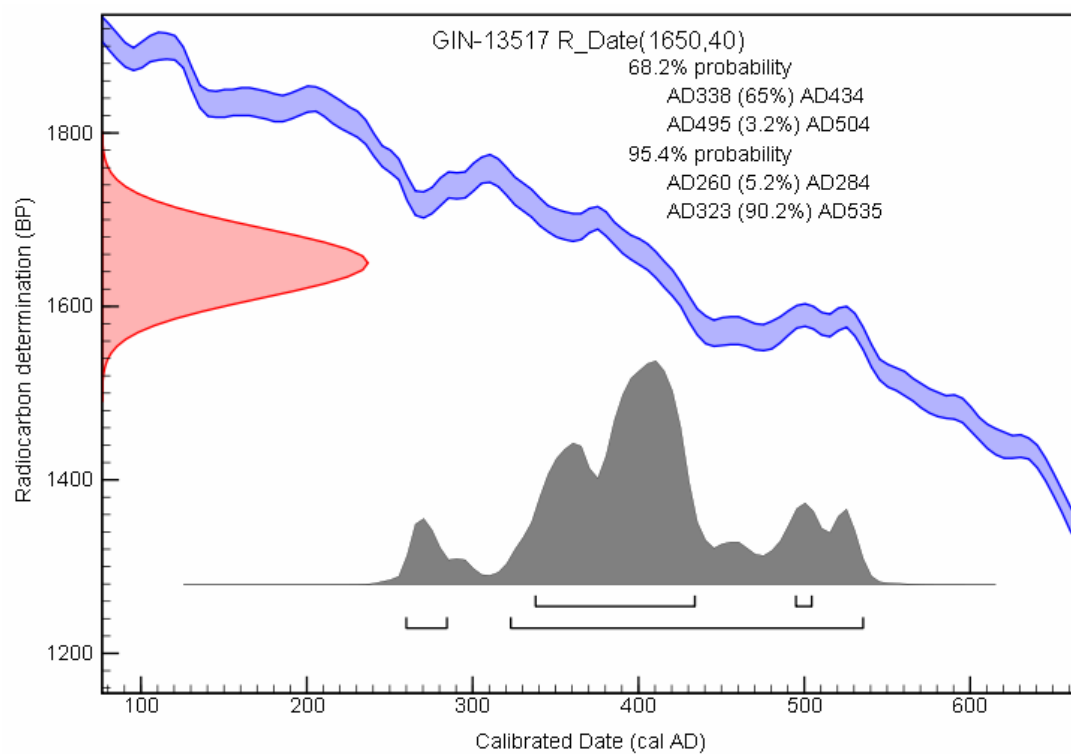
University of Claude Bernard Lyon 1 (Lyon)

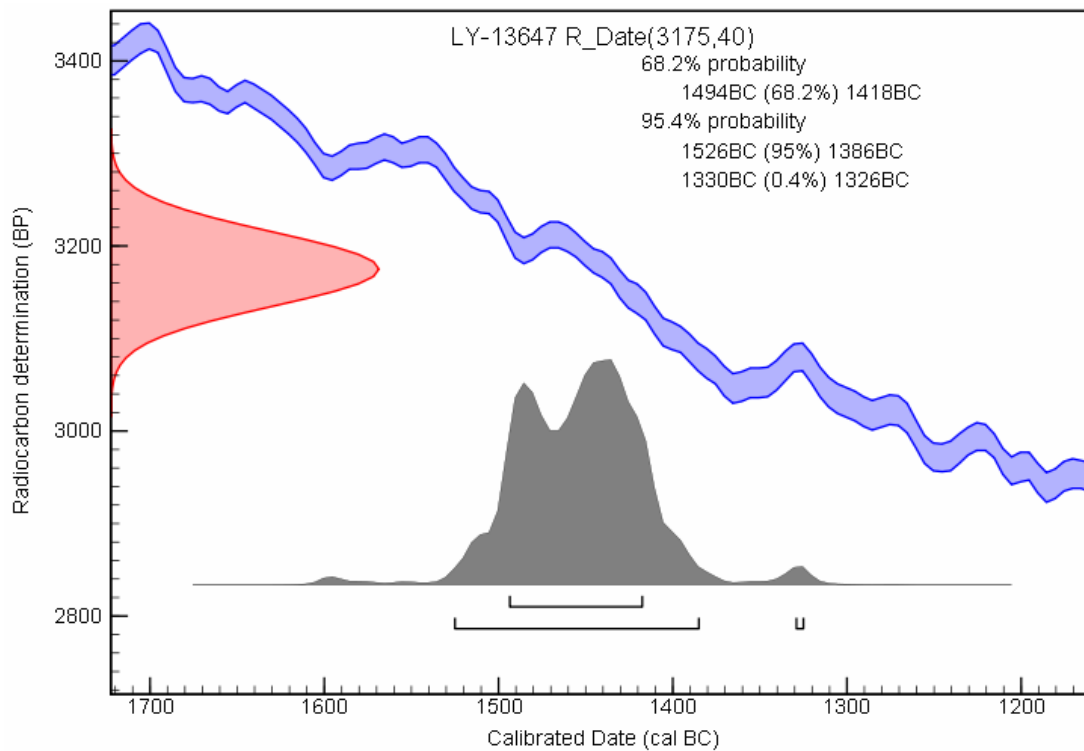
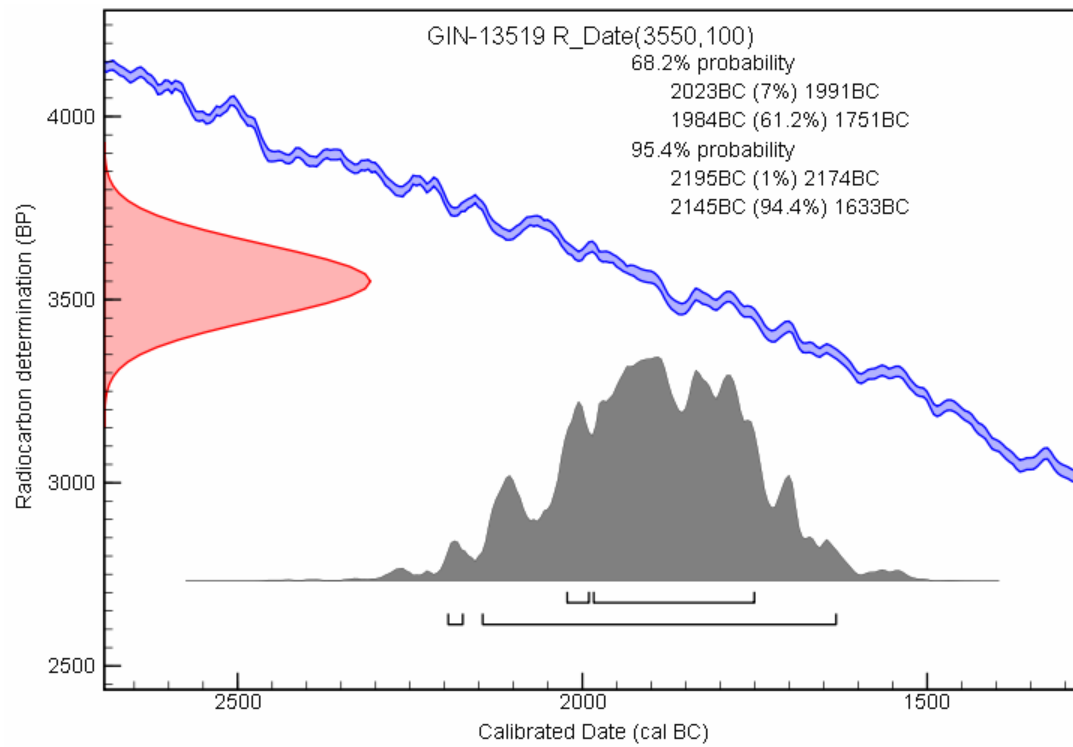
LY-13647 R_Date(3175,40) 68.2% probability 1494BC (68.2%) 1418BC 95.4% probability 1526BC (95.0%) 1386BC 1330BC (0.4%) 1326BC	LY-13648 R_Date(3160,40) 68.2% probability 1493BC (14.4%) 1475BC 1462BC (53.8%) 1408BC 95.4% probability 1516BC (92.4%) 1377BC 1338BC (3.0%) 1321BC	Geg2003-I R_Date(4375,45) 68.2% probability 3081BC (5.8%) 3069BC 3026BC (62.4%) 2917BC 95.4% probability 3308BC (0.3%) 3302BC 3265BC (2.4%) 3241BC 3105BC (92.7%) 2894BC
Geg2003-II R_Date(6850,50) 68.2% probability 5774BC (68.2%) 5671BC 95.4% probability 5841BC (95.4%) 5642BC	Geg2003-III R_Date(5560,45) 68.2% probability 4448BC (27.1%) 4417BC 4404BC (41.1%) 4356BC 95.4% probability 4488BC (2.4%) 4472BC 4465BC (93.0%) 4336BC	Geg2003-IV R_Date(4630,45) 68.2% probability 3507BC (52.4%) 3428BC 3381BC (15.8%) 3357BC 95.4% probability 3625BC (2.3%) 3601BC 3525BC (90.9%) 3336BC 3210BC (1.3%) 3192BC 3152BC (0.9%) 3138BC
Geg2003-V R_Date(3040,40) 68.2% probability 1386BC (68.2%) 1262BC 95.4% probability 1413BC (94.4%) 1193BC 1142BC (1.0%) 1133BC	Geg2003-VI R_Date(5175,45) 68.2% probability 4041BC (22.0%) 4013BC 4003BC (46.2%) 3955BC 95.4% probability 4222BC (0.8%) 4210BC 4155BC (1.6%) 4133BC 4062BC (83.2%) 3930BC 3876BC (9.7%) 3805BC	Geg2003-VII R_Date(19790,105) 68.2% probability 21931BC (68.2%) 21586BC 95.4% probability 22121BC (95.4%) 21401BC
Gegh-04-I-1 R_Date(4395,45) 68.2% probability 3089BC (16.9%) 3051BC 3031BC (51.3%) 2924BC 95.4% probability 3322BC (4.4%) 3272BC 3266BC (4.7%) 3236BC 3172BC (0.7%) 3162BC 3116BC (85.6%) 2905BC	Gegh-04-I-2 R_Date(5300,40) 68.2% probability 4228BC (13.9%) 4200BC 4170BC (39.5%) 4091BC 4080BC (14.7%) 4051BC 95.4% probability 4252BC (91.3%) 4037BC 4021BC (4.1%) 3995BC	Gegh-04-II-1 R_Date(4605,40) 68.2% probability 3498BC (40.9%) 3437BC 3378BC (27.3%) 3346BC 95.4% probability 3519BC (51.1%) 3394BC 3388BC (33.1%) 3328BC 3217BC (6.0%) 3177BC 3160BC (5.2%) 3122BC
Gegh-04-II-2 R_Date(6125,45) 68.2% probability 5207BC (19.4%) 5162BC 5136BC (1.9%) 5130BC 5119BC (4.5%) 5106BC 5079BC (42.5%) 4992BC 95.4% probability 5211BC (95.4%) 4948BC	2005/01/II R_Date(4895,40) 68.2% probability 3702BC (68.2%) 3647BC 95.4% probability 3771BC (95.4%) 3636BC	2005/02 R_Date(5585,45) 68.2% probability 4452BC (68.2%) 4367BC 95.4% probability 4499BC (95.4%) 4344BC

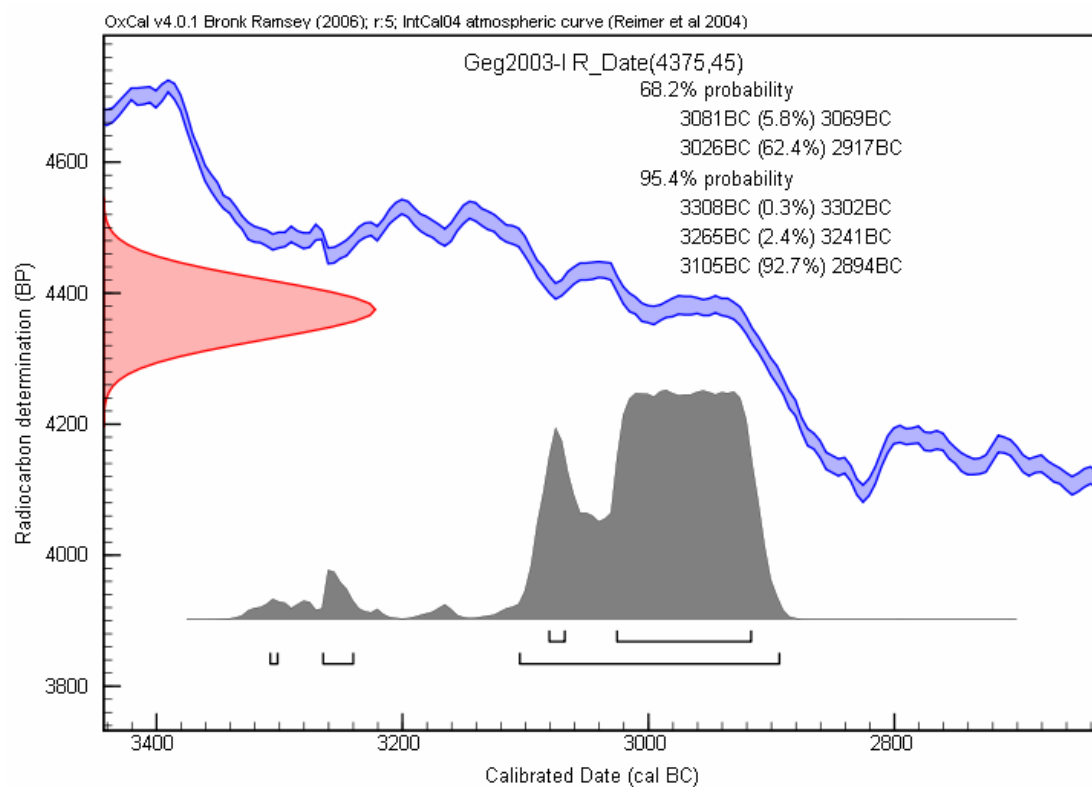
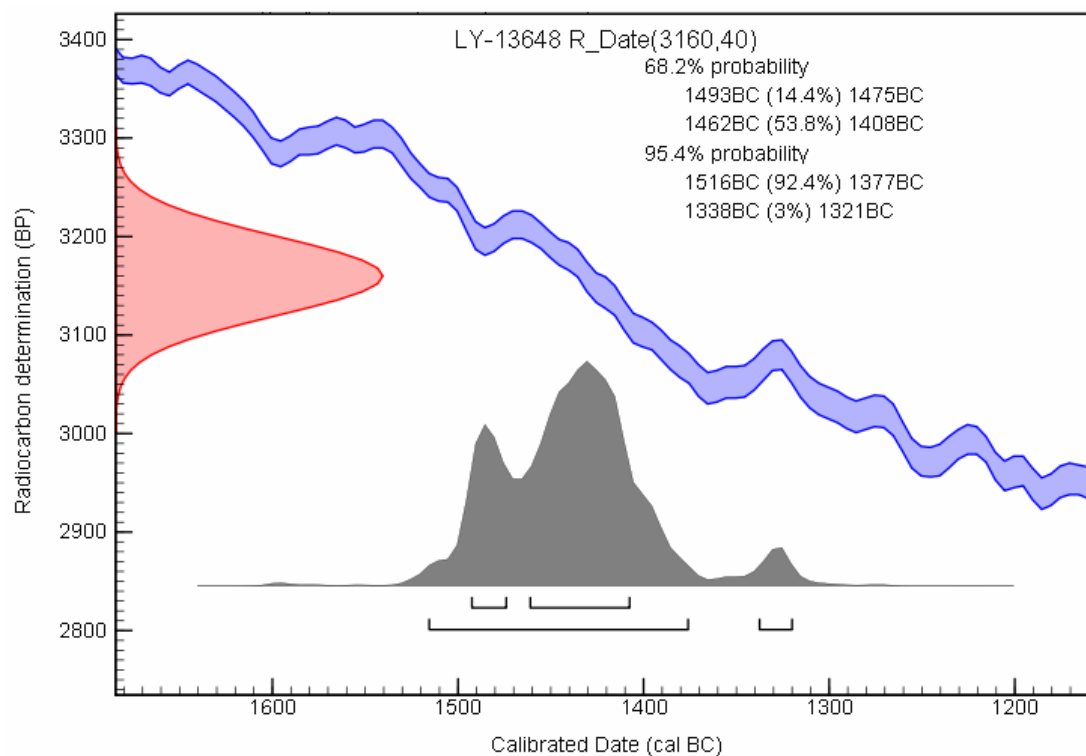


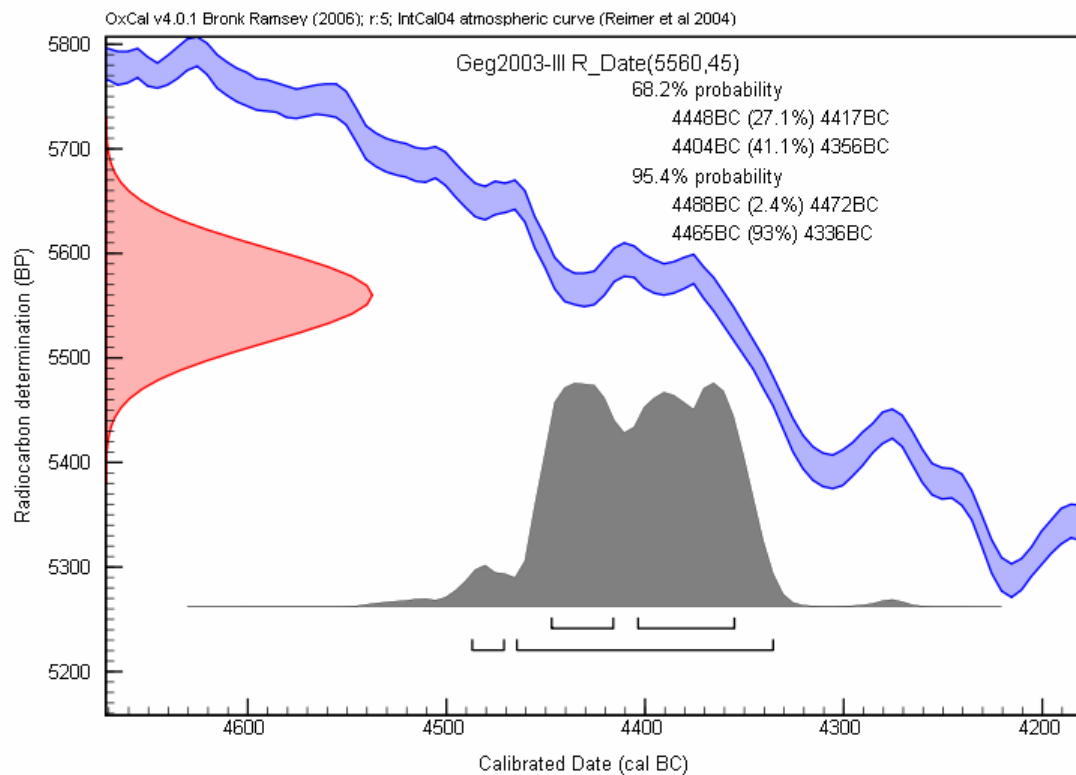
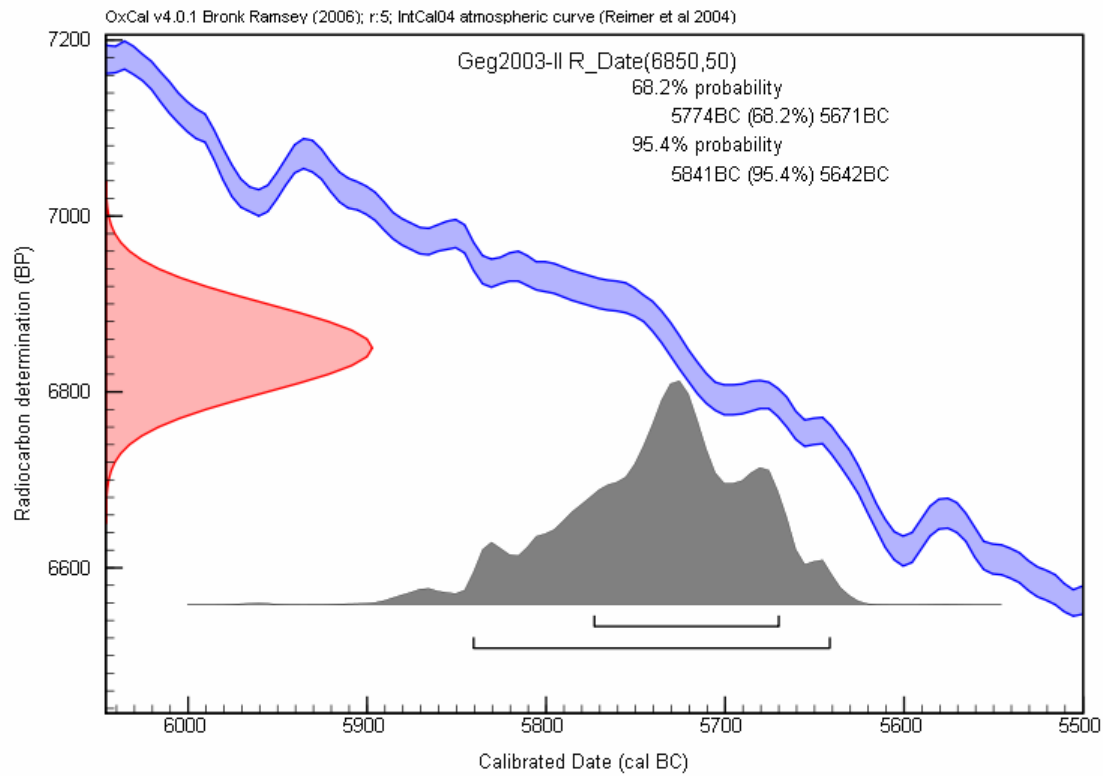


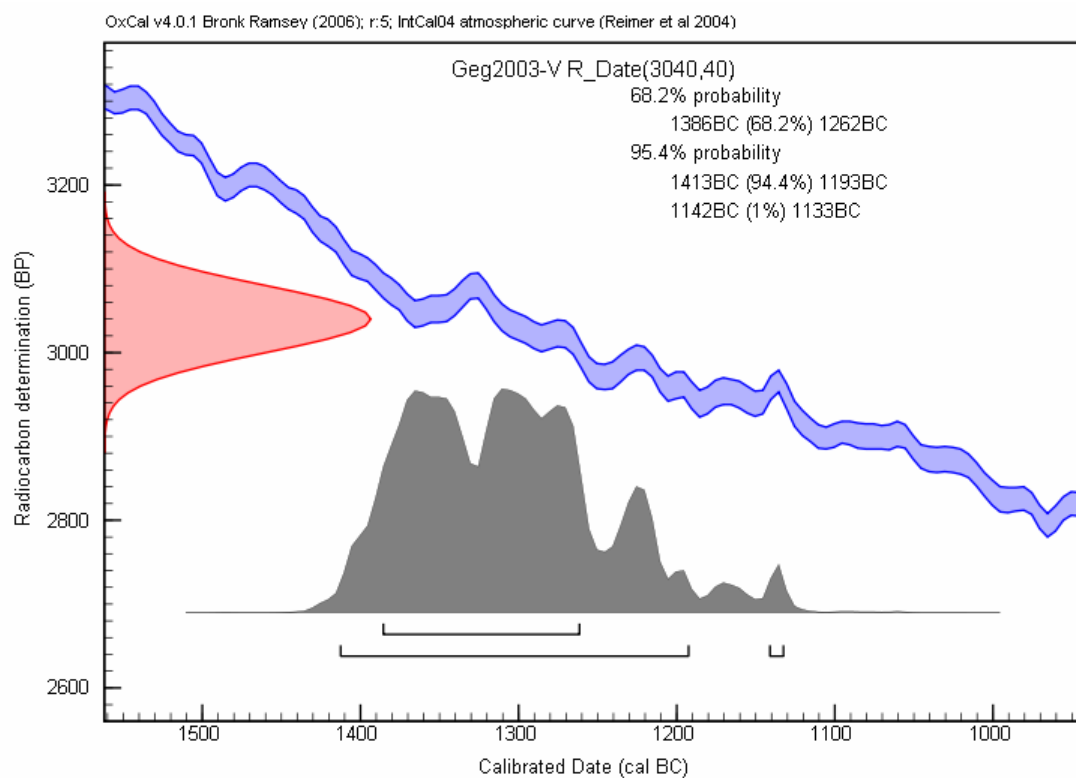
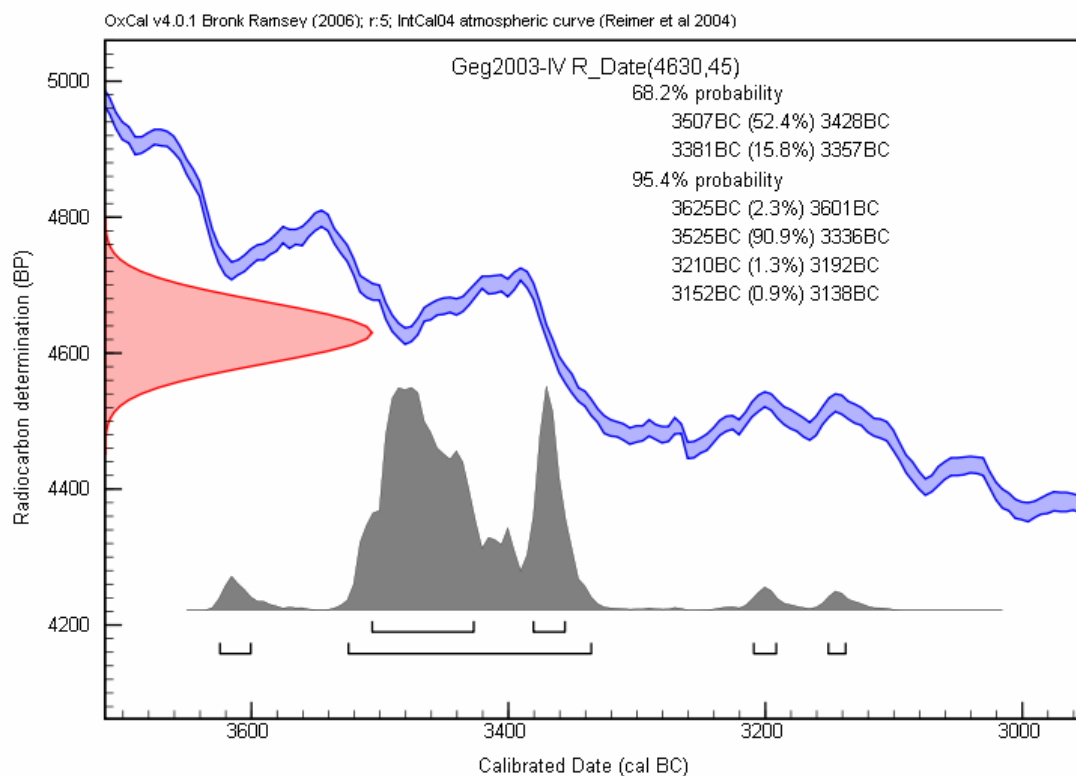


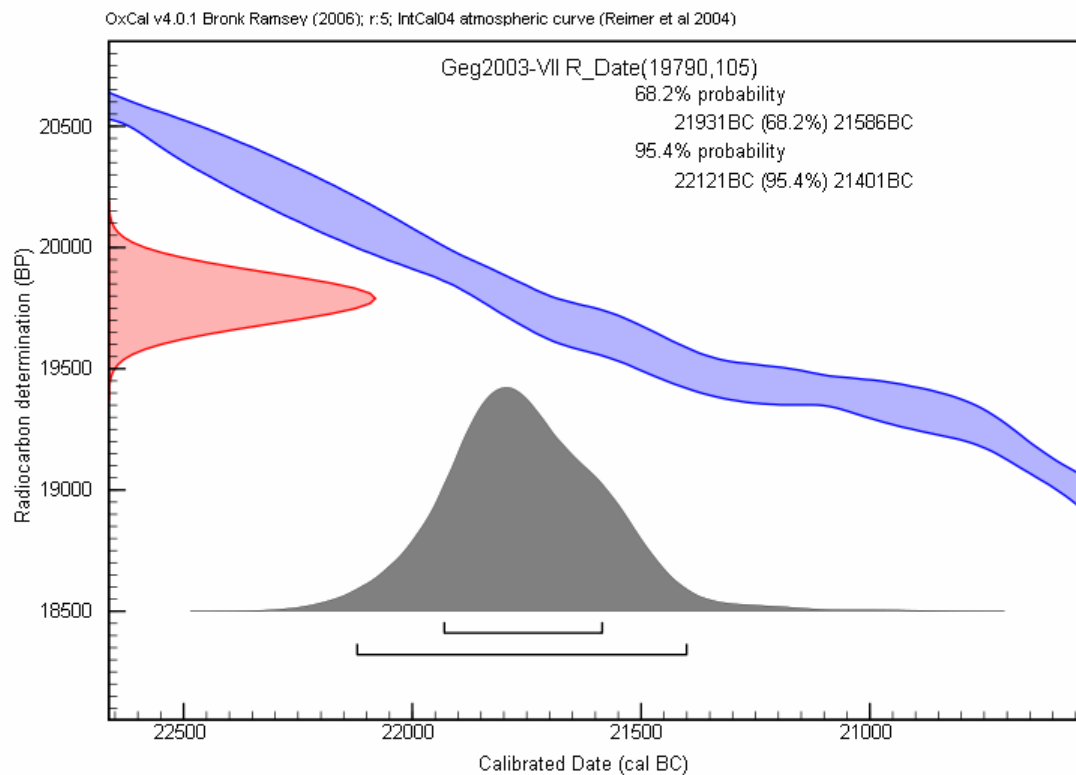
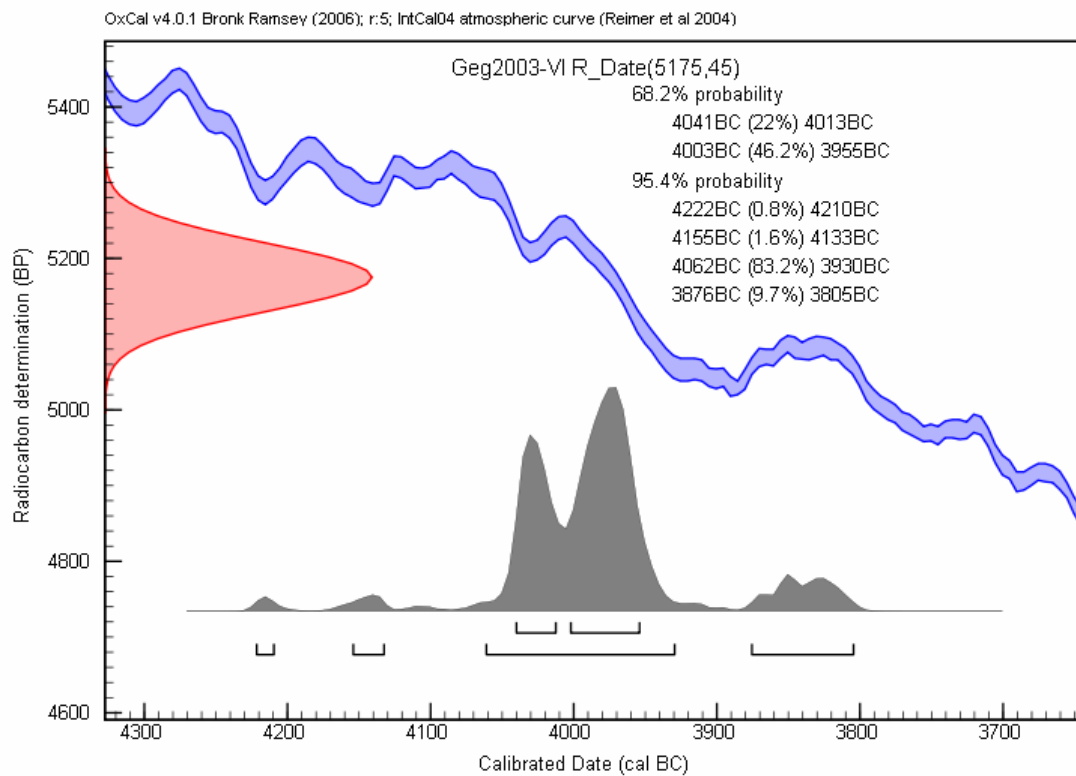


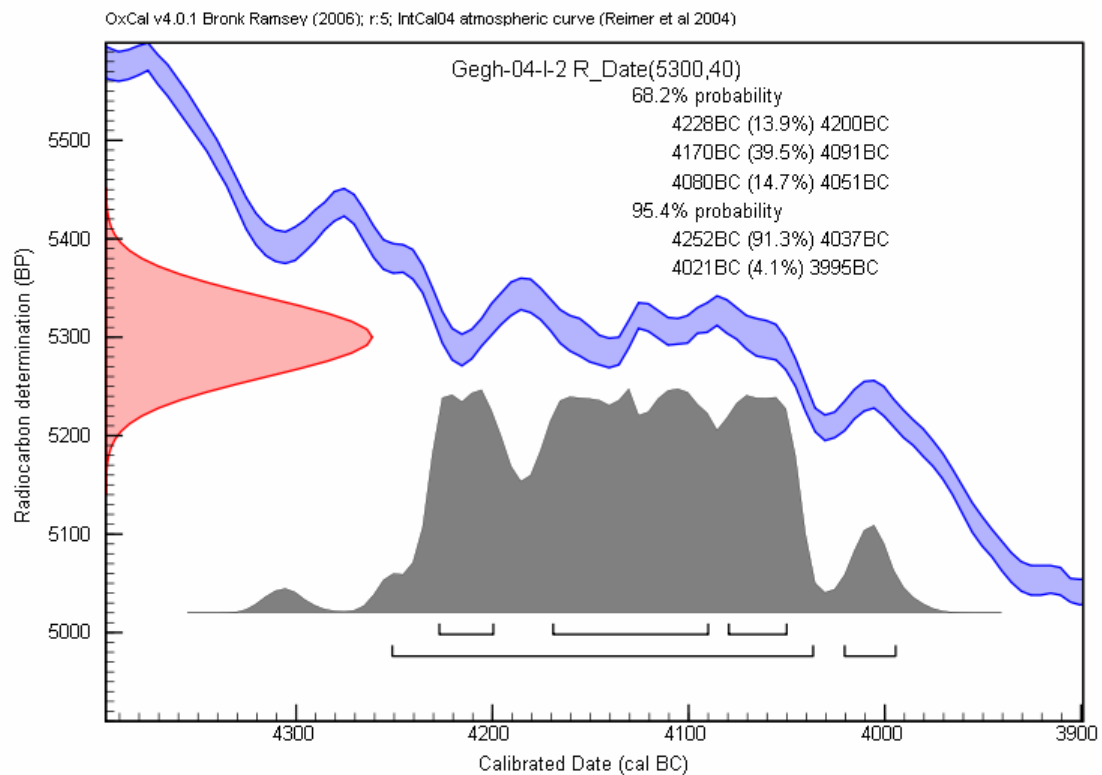
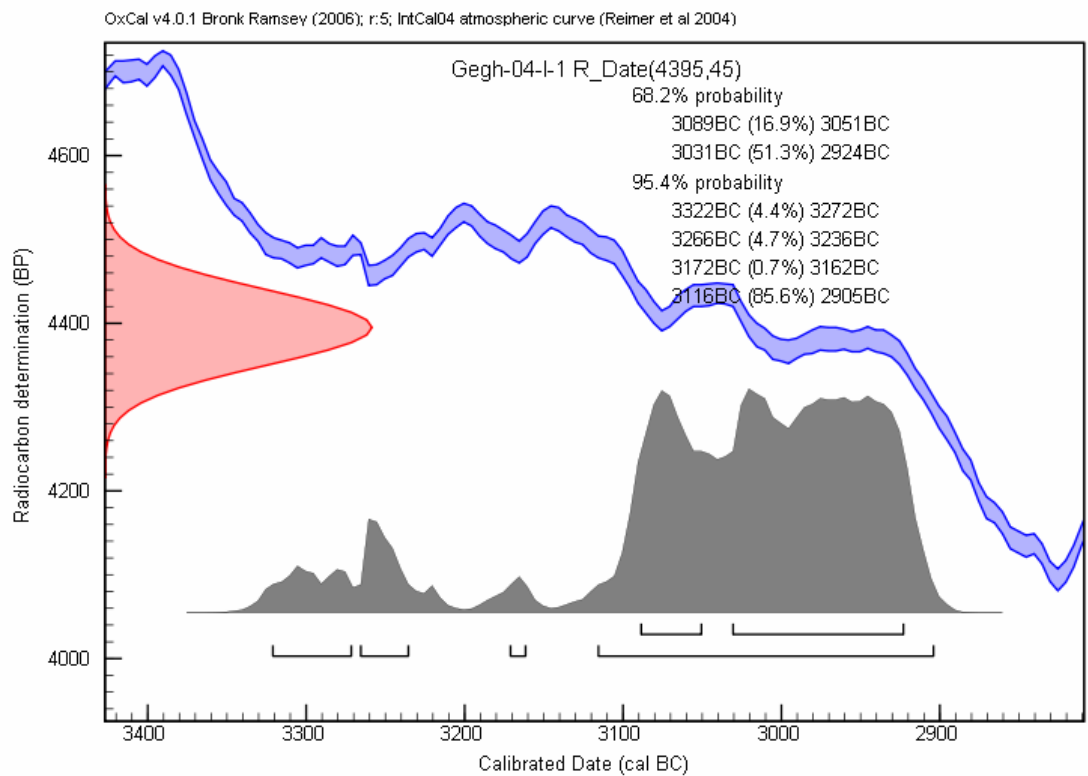


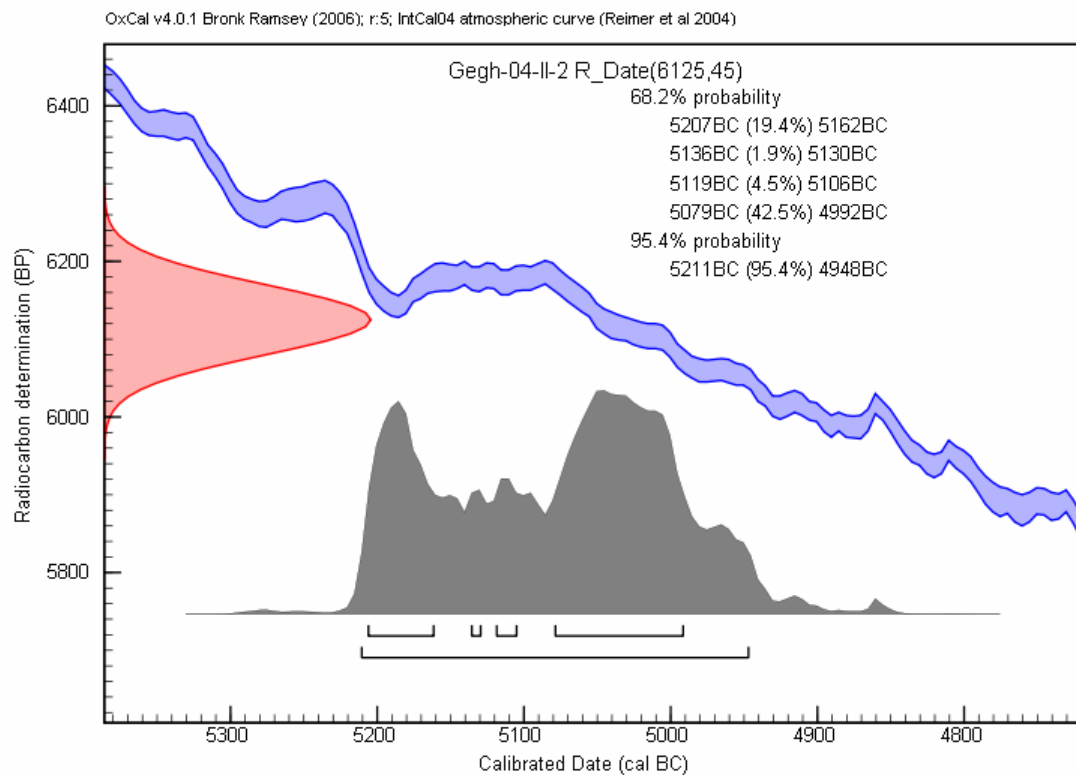
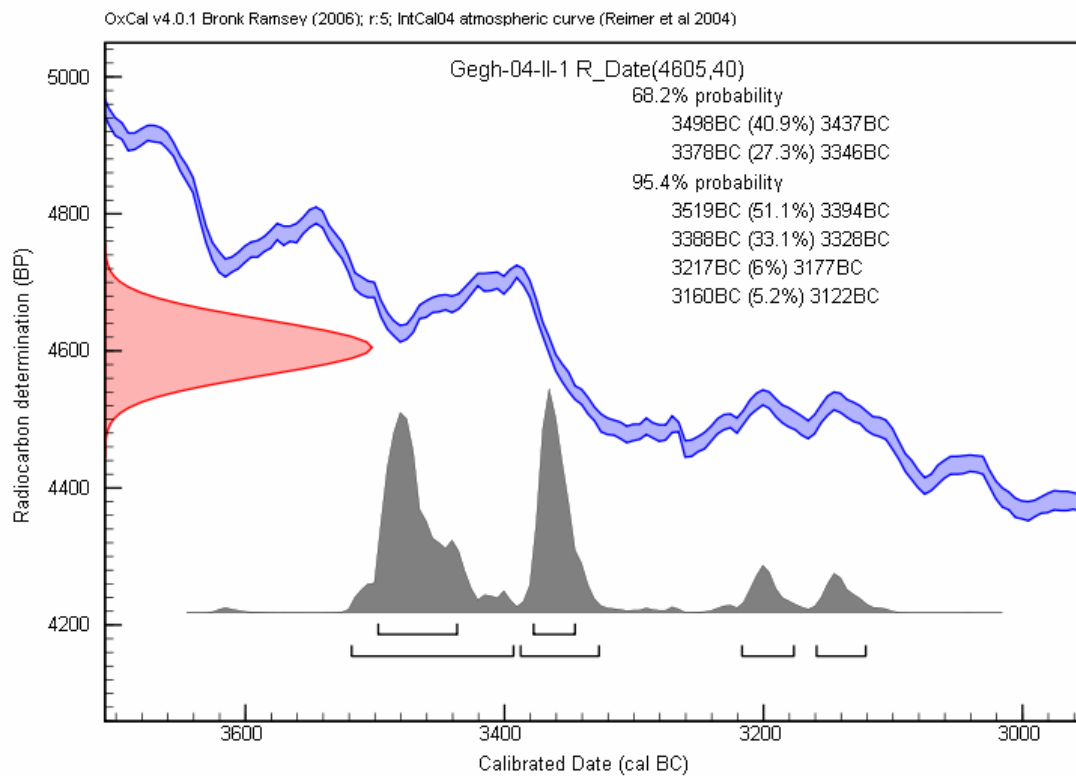


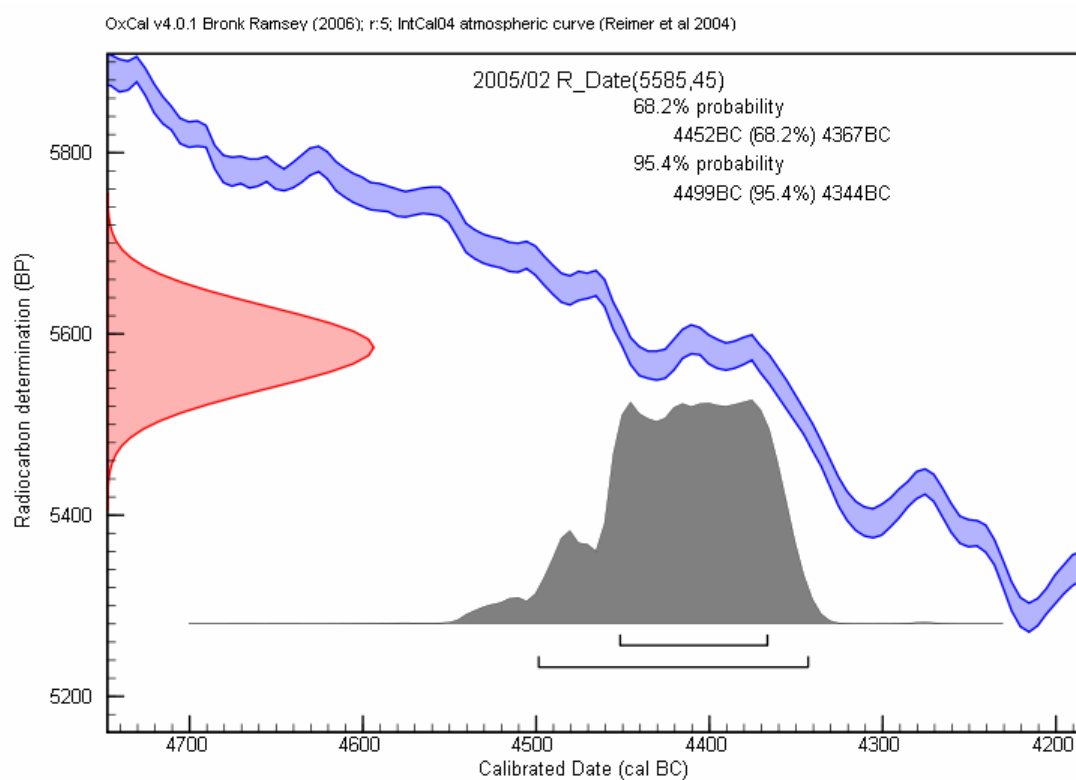
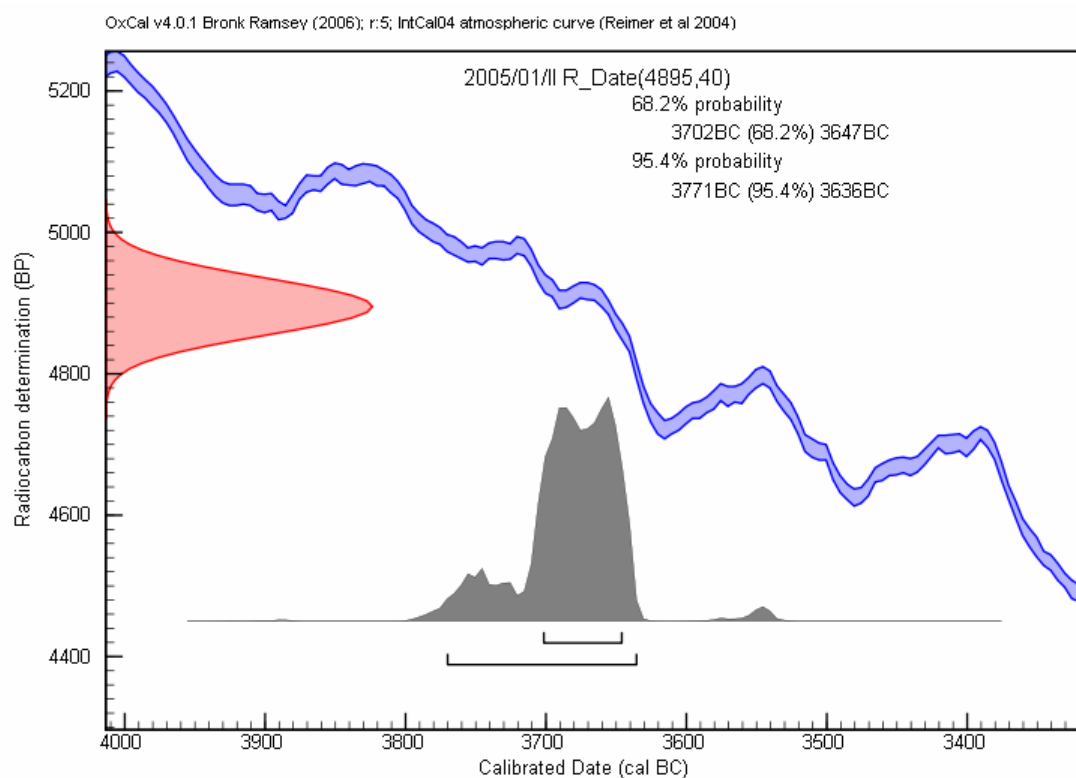


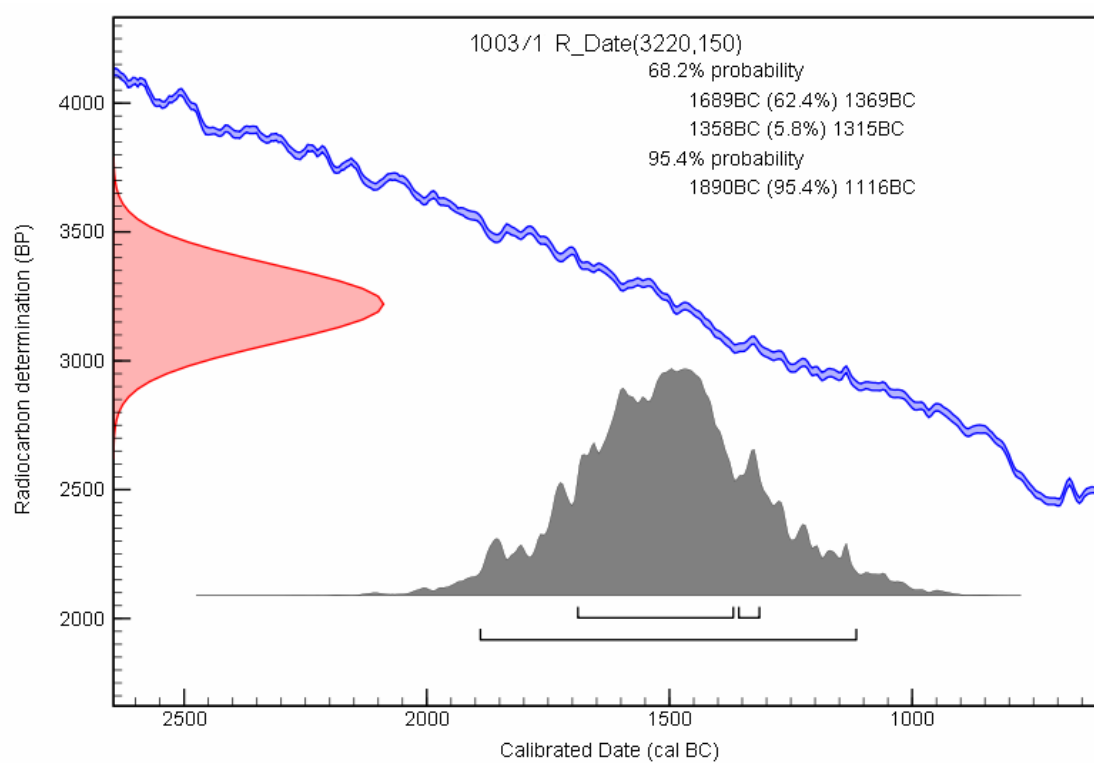








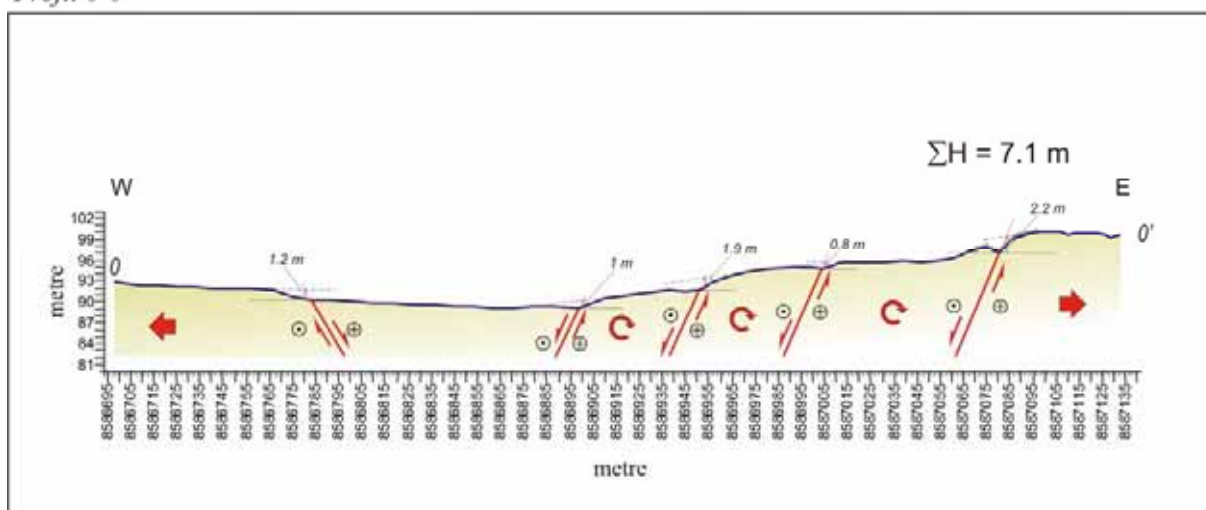




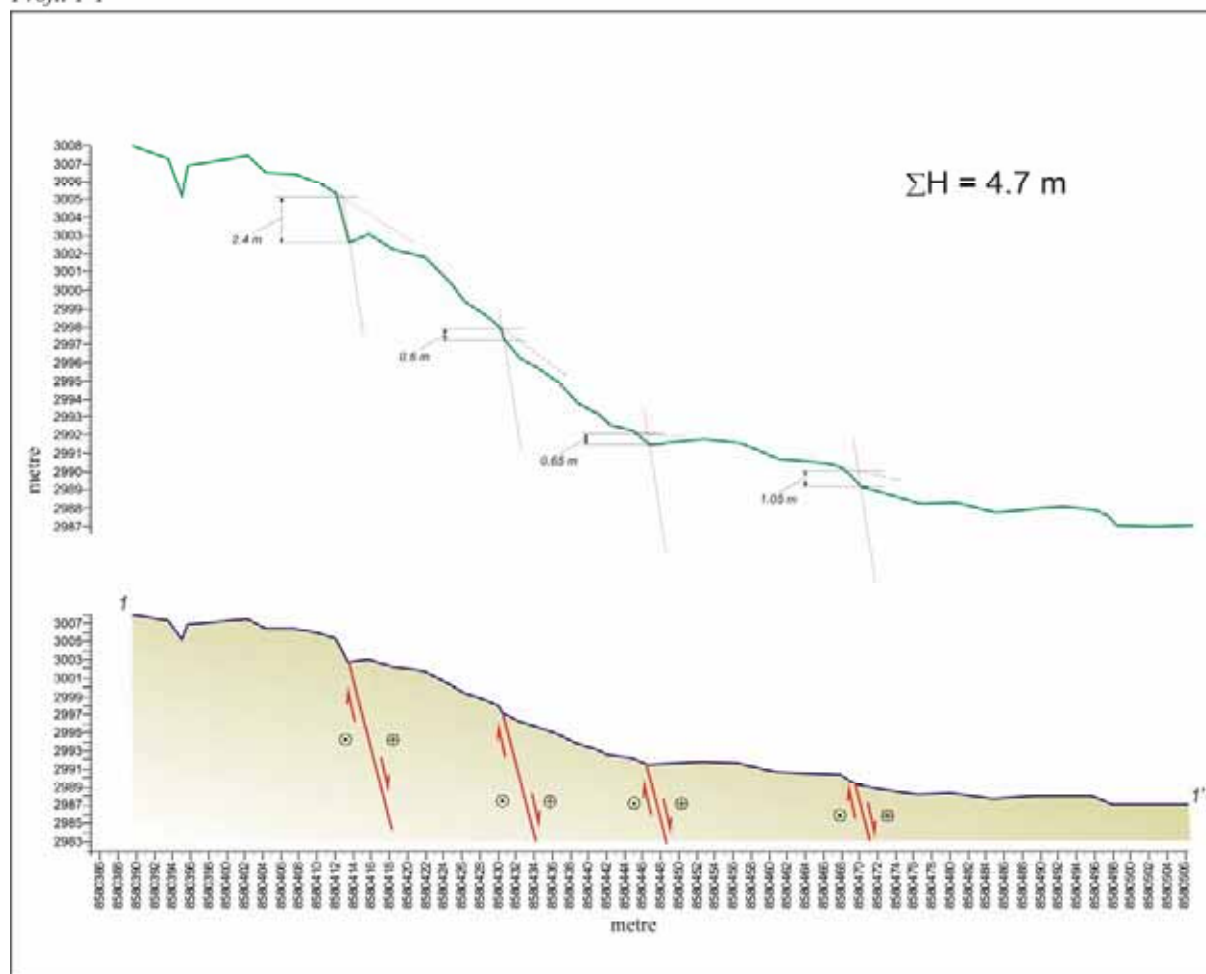
ANNEXE – 3

PROFILS TOPOGRAPHIQUES

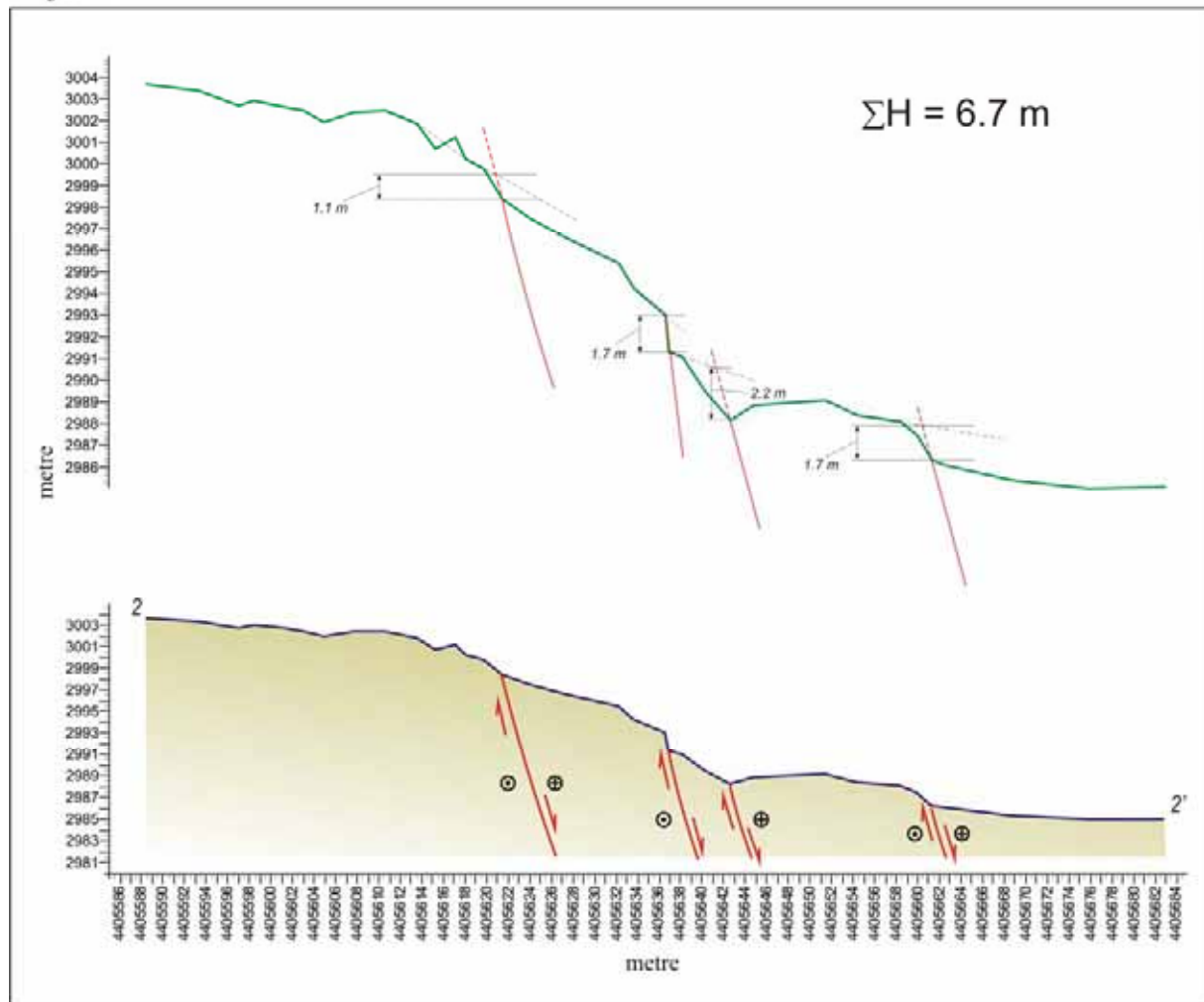
Profil 0-0'



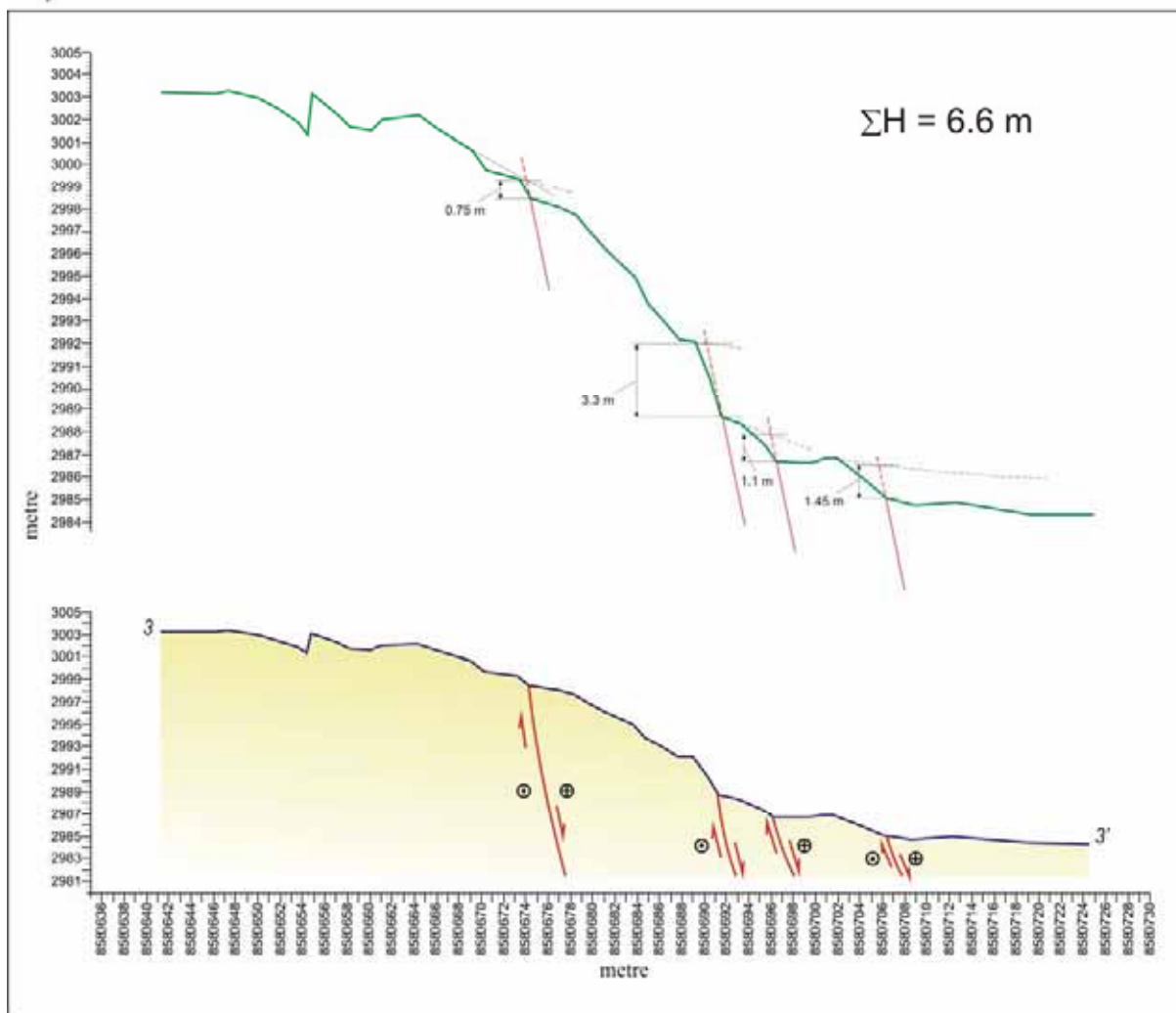
Profil 1-1'



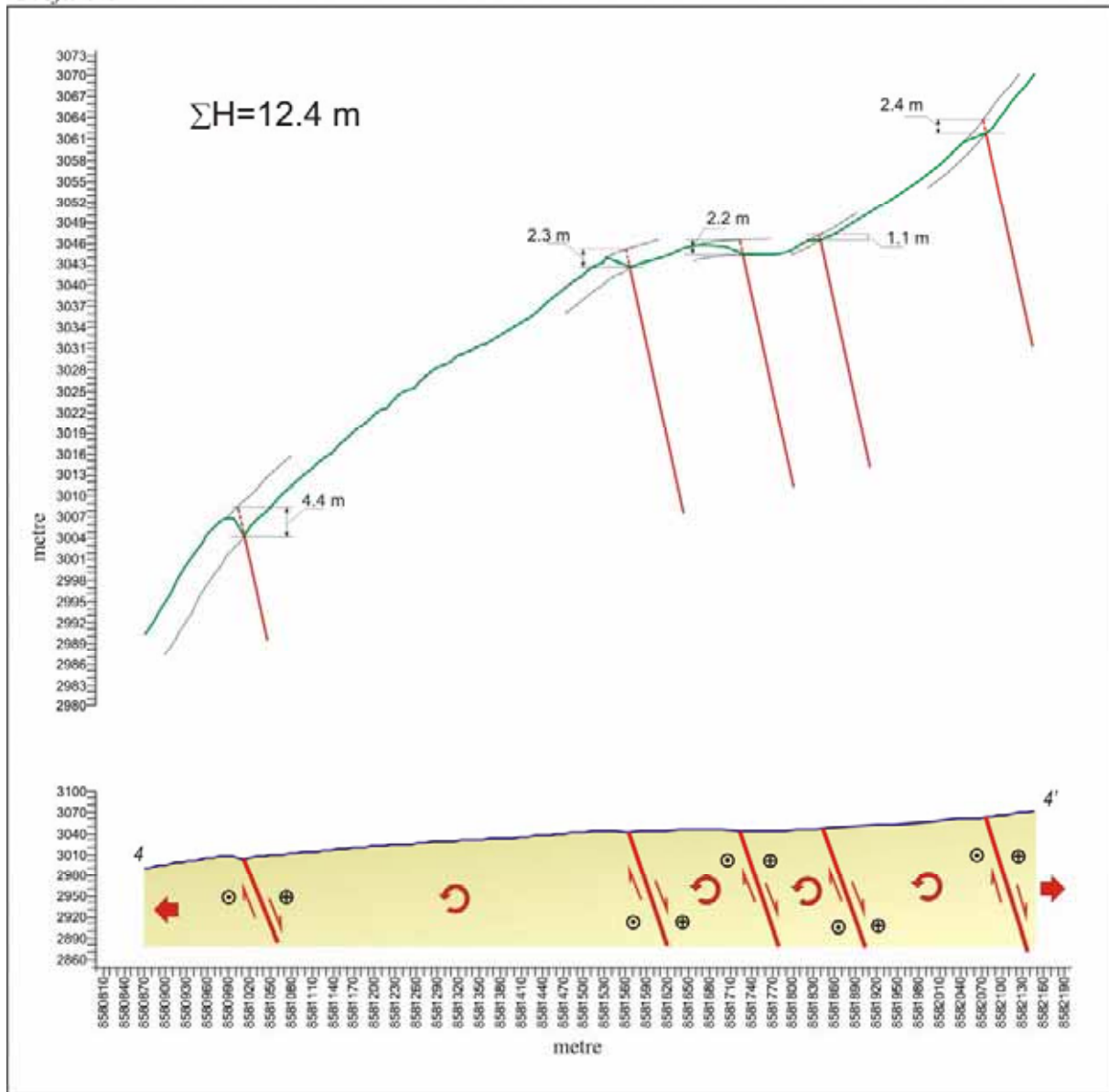
Profil 2-2'



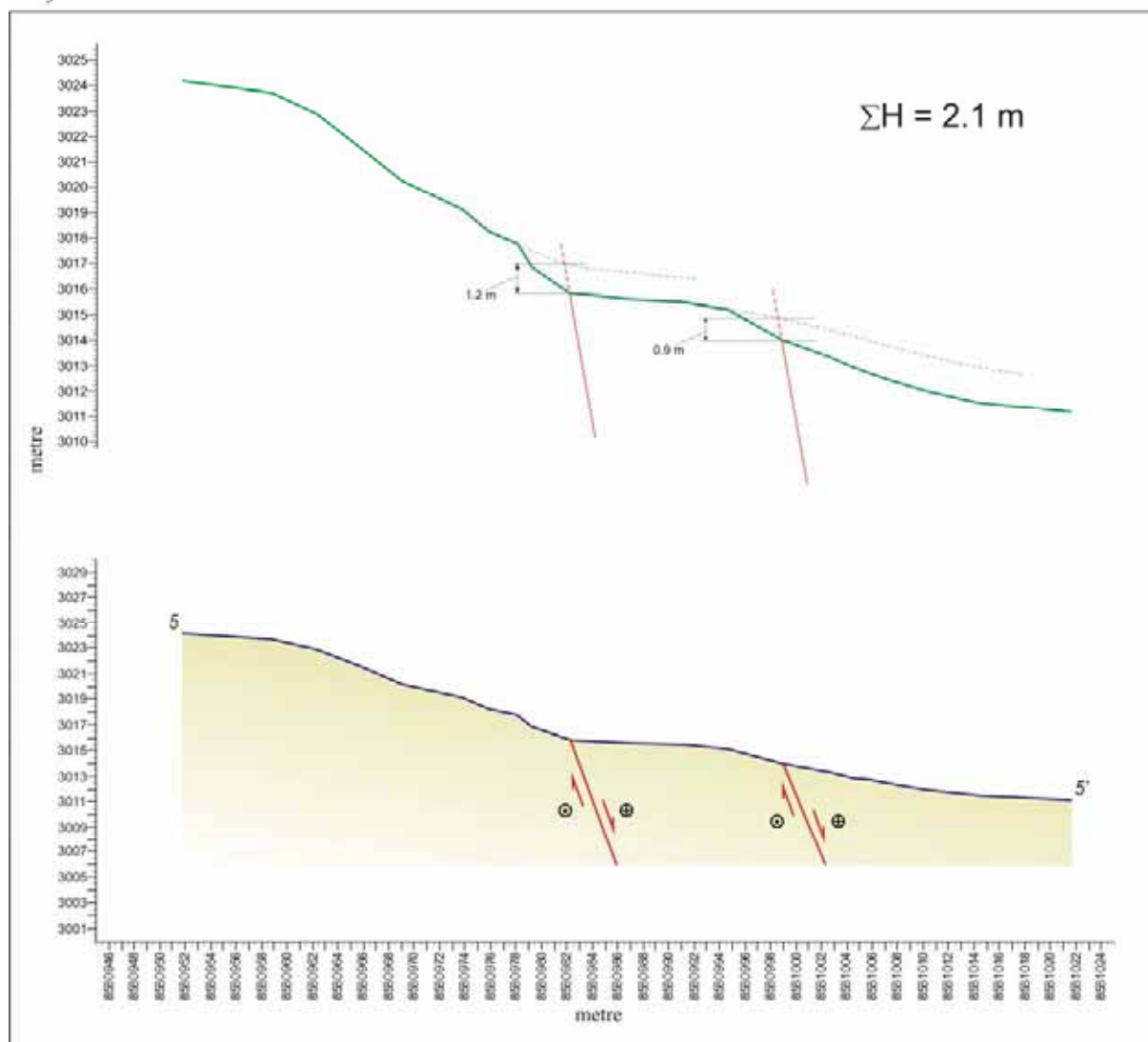
Profil 3-3'



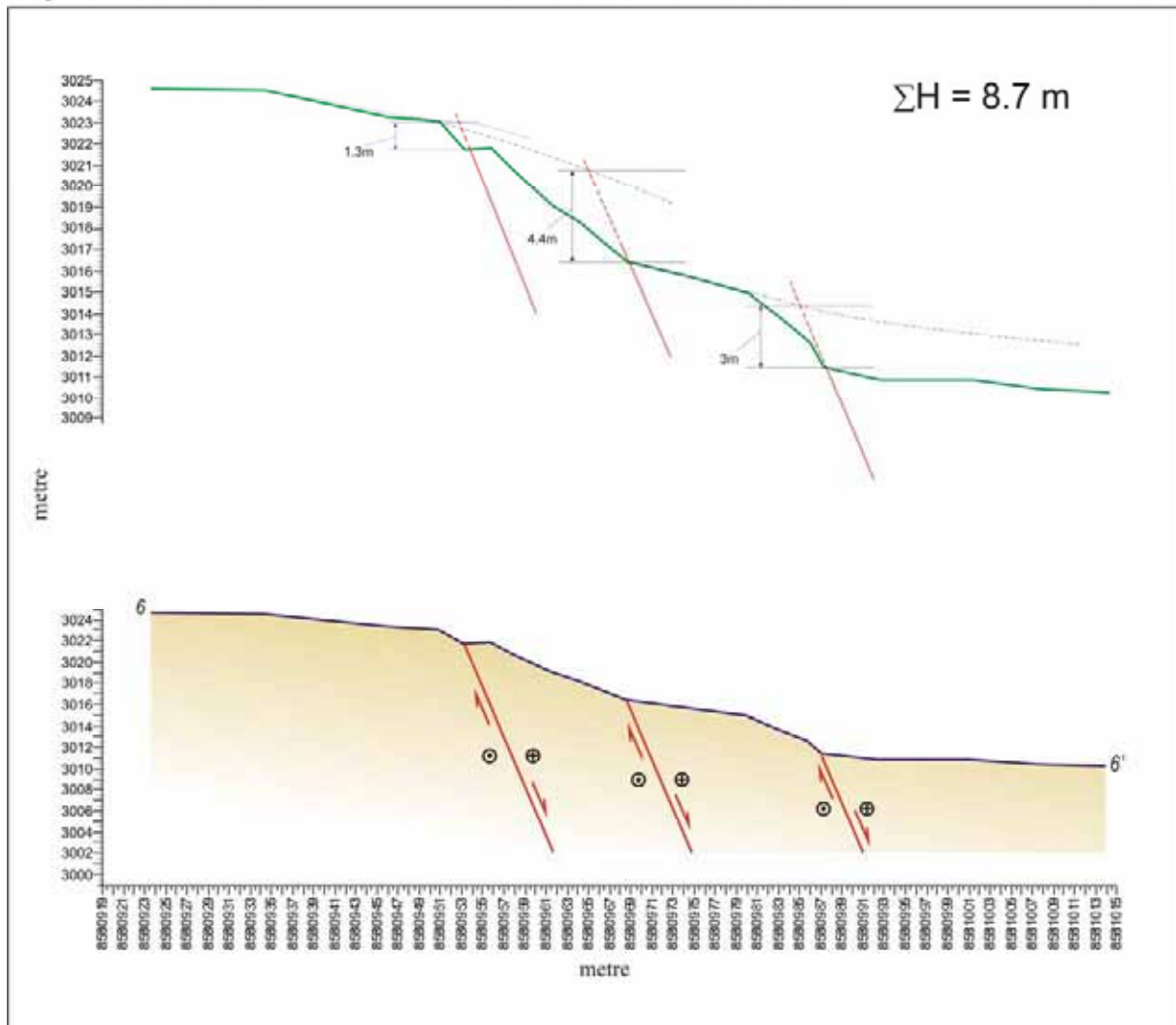
Profil 4-4'



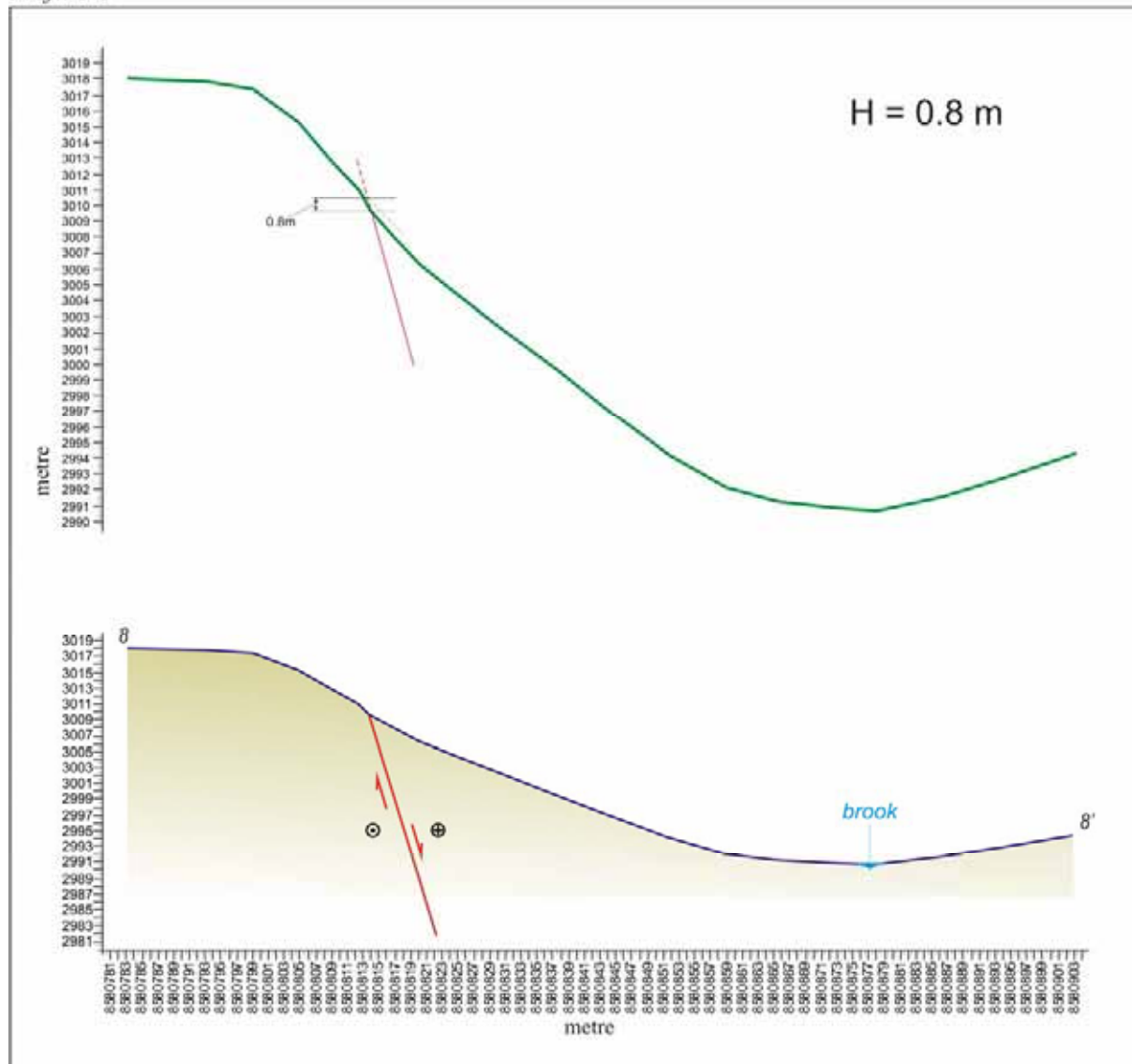
Profil 5-5'



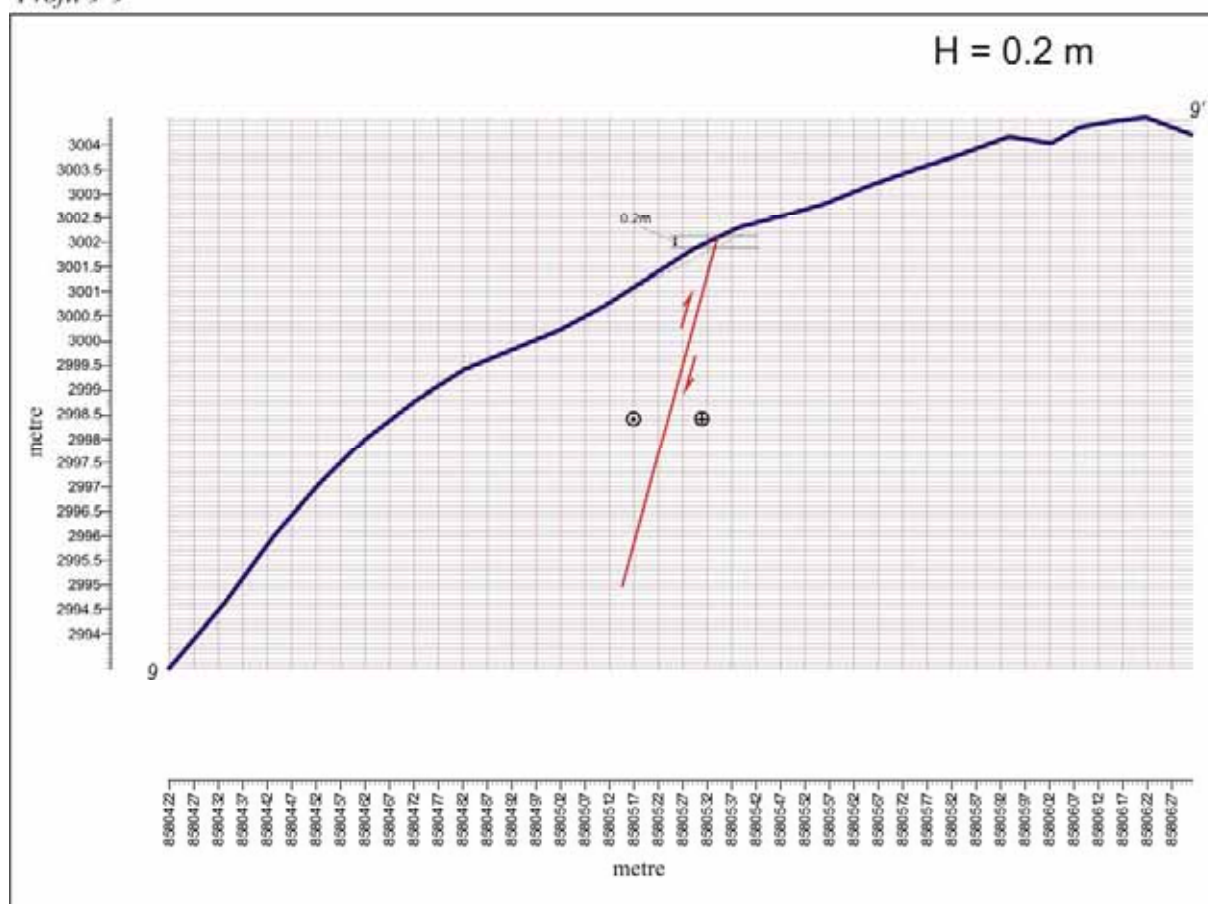
Profil 6-6'



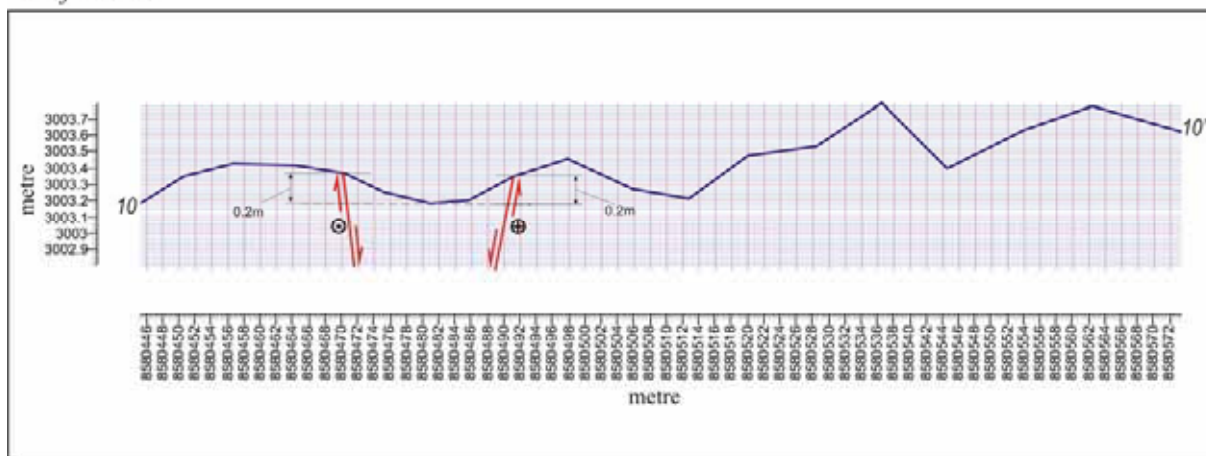
Profil 8-8'



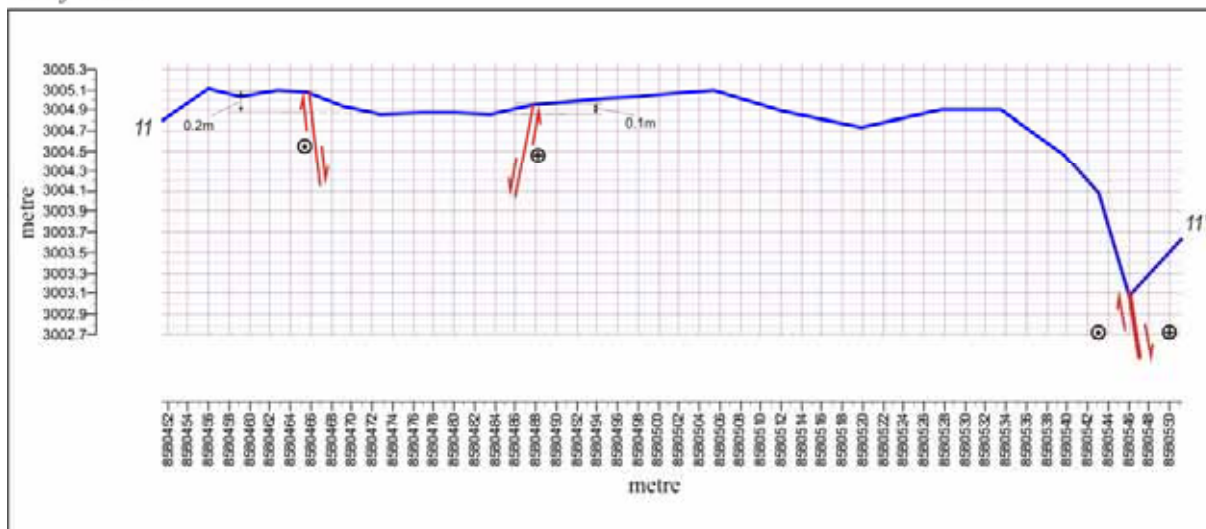
Profil 9-9'



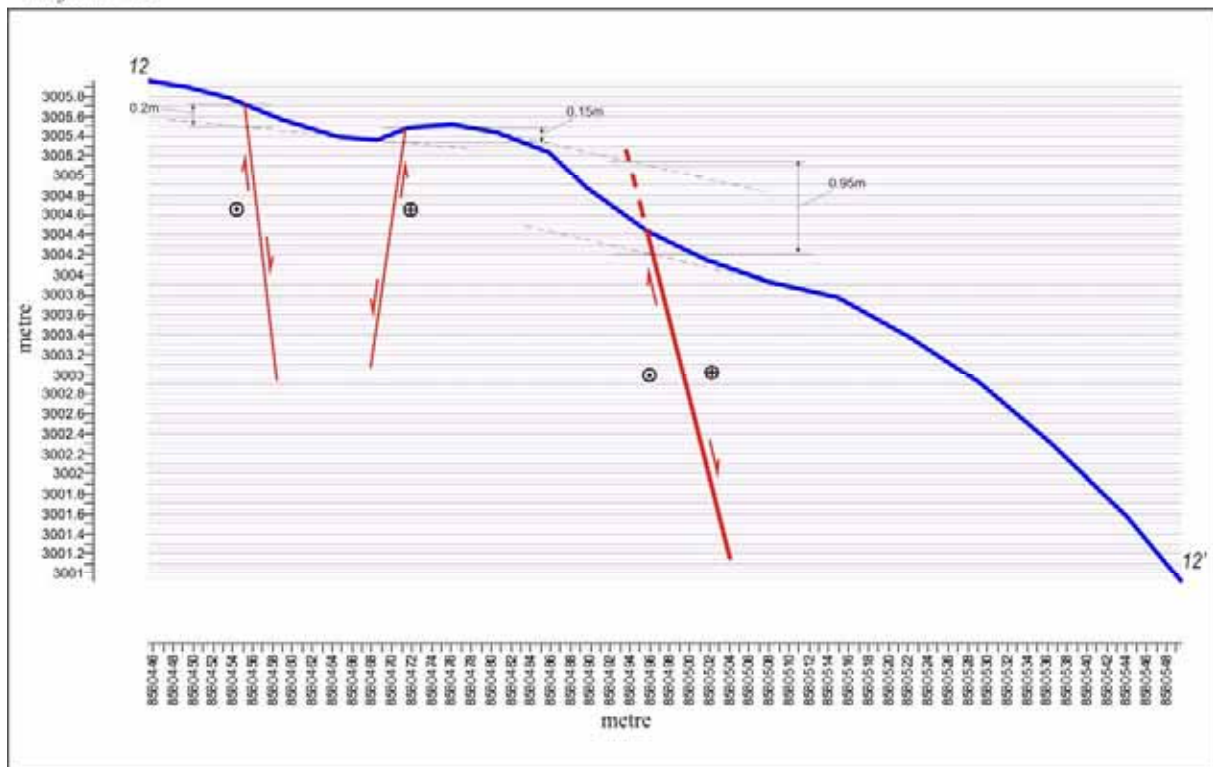
Profil 10-10'



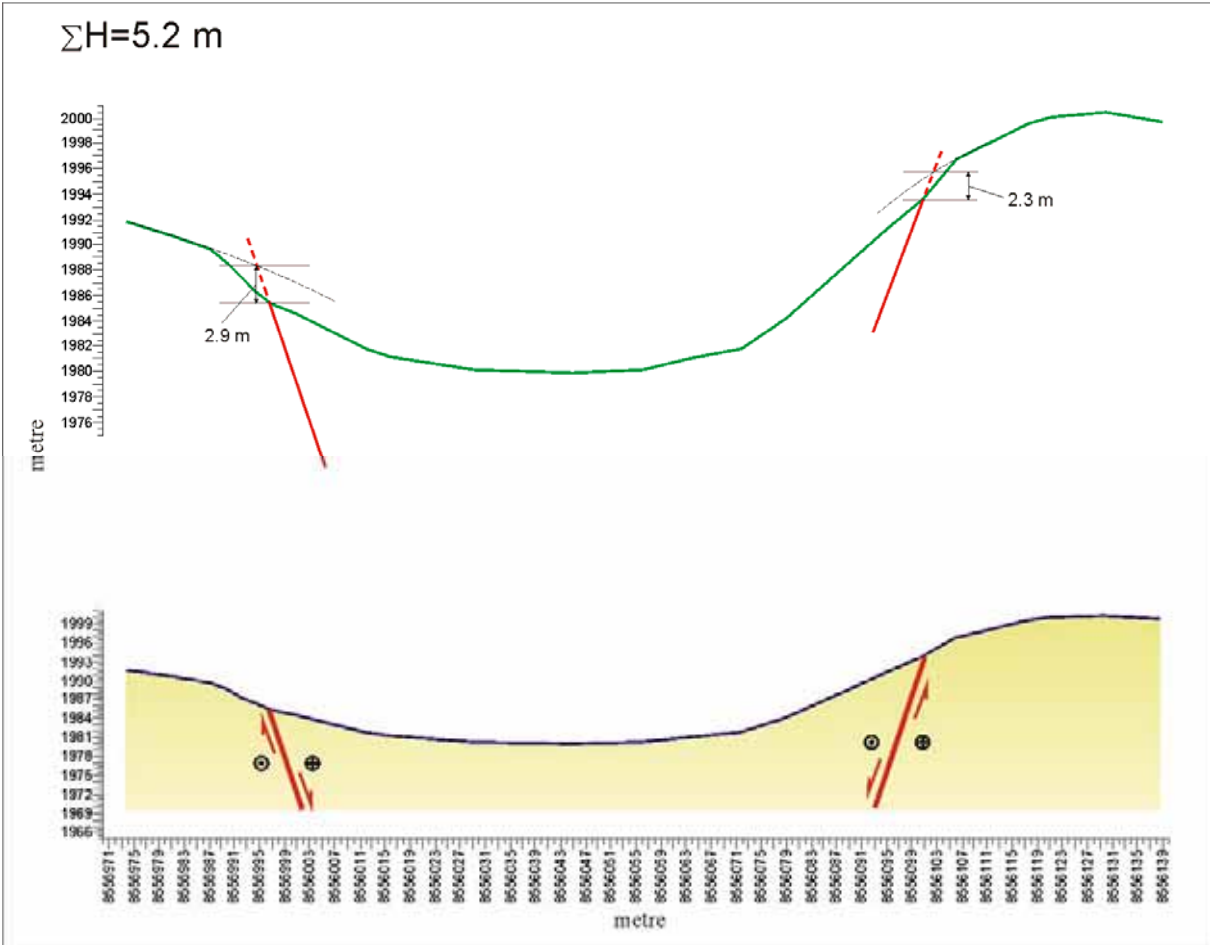
Profil 11-11'



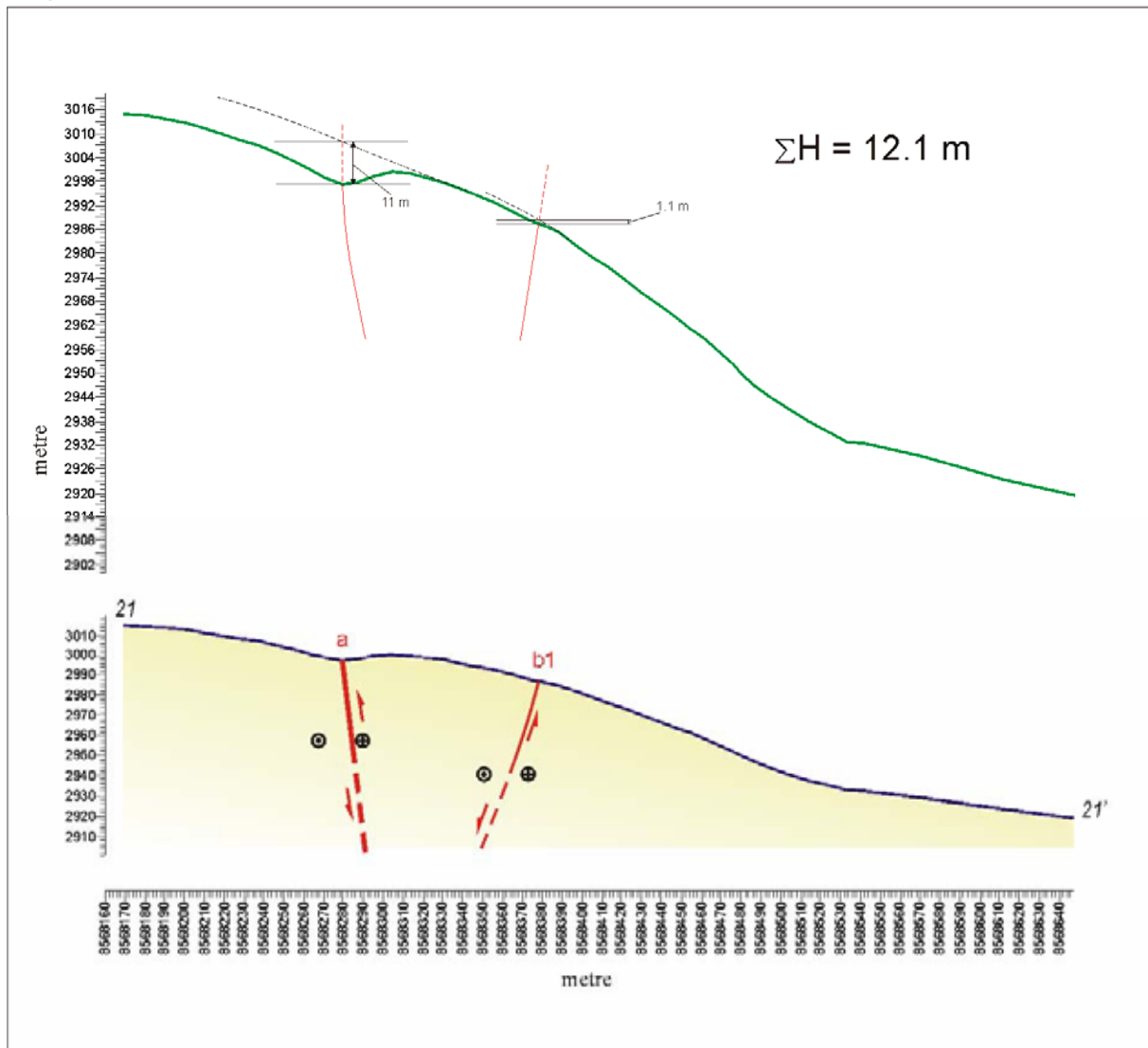
Profil 12-12'



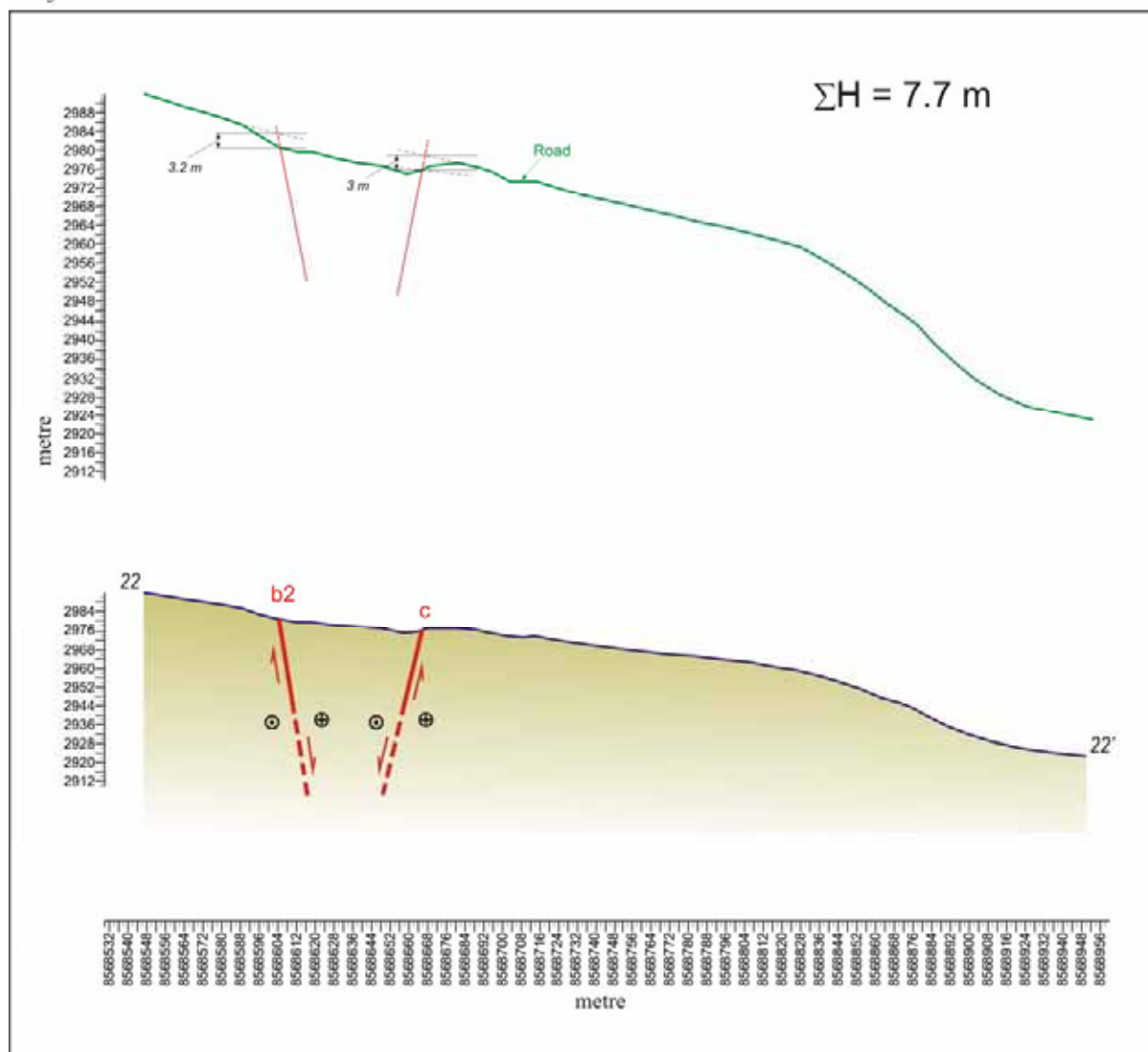
Profil 19-19'



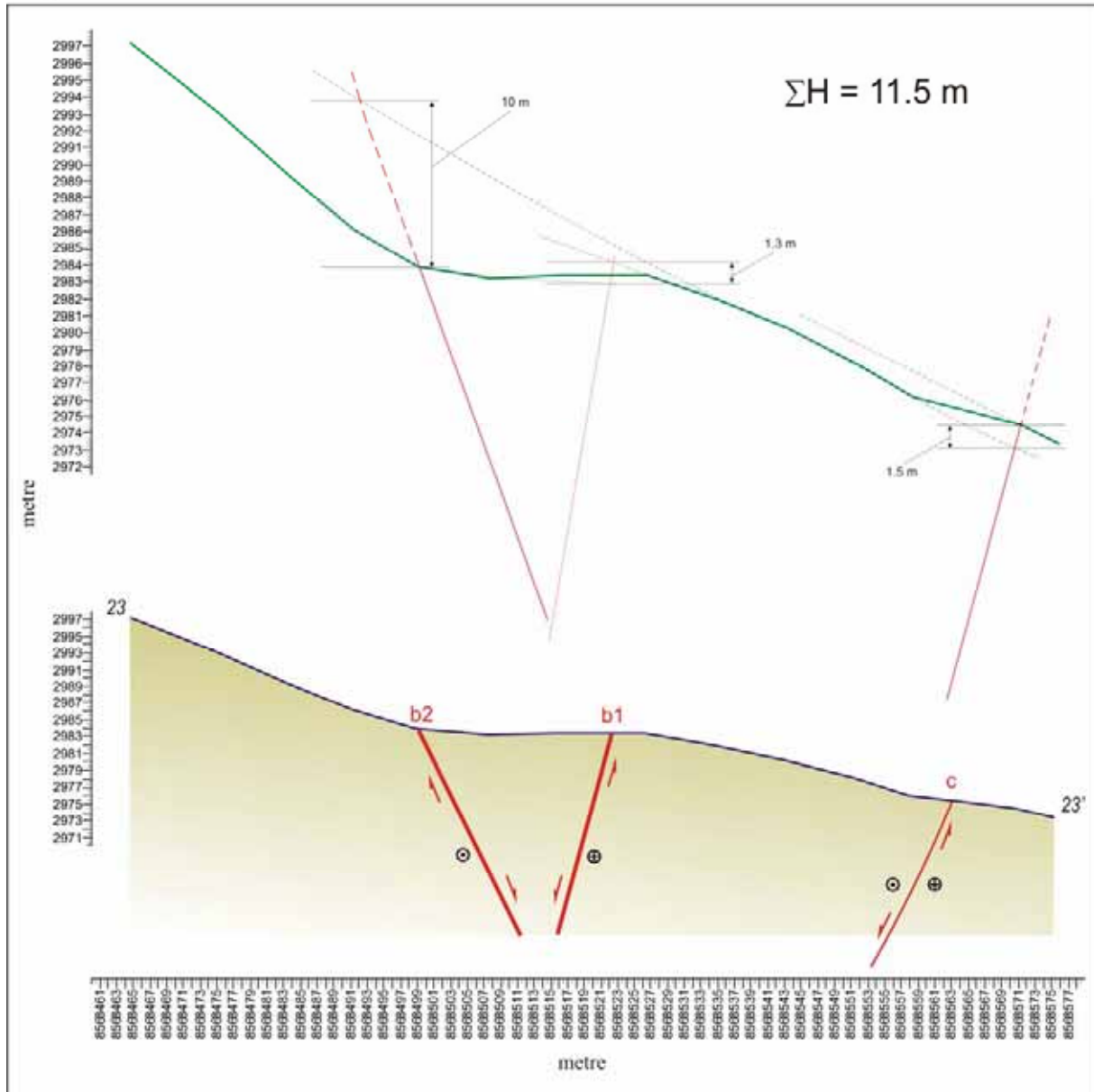
Profil 21-21'



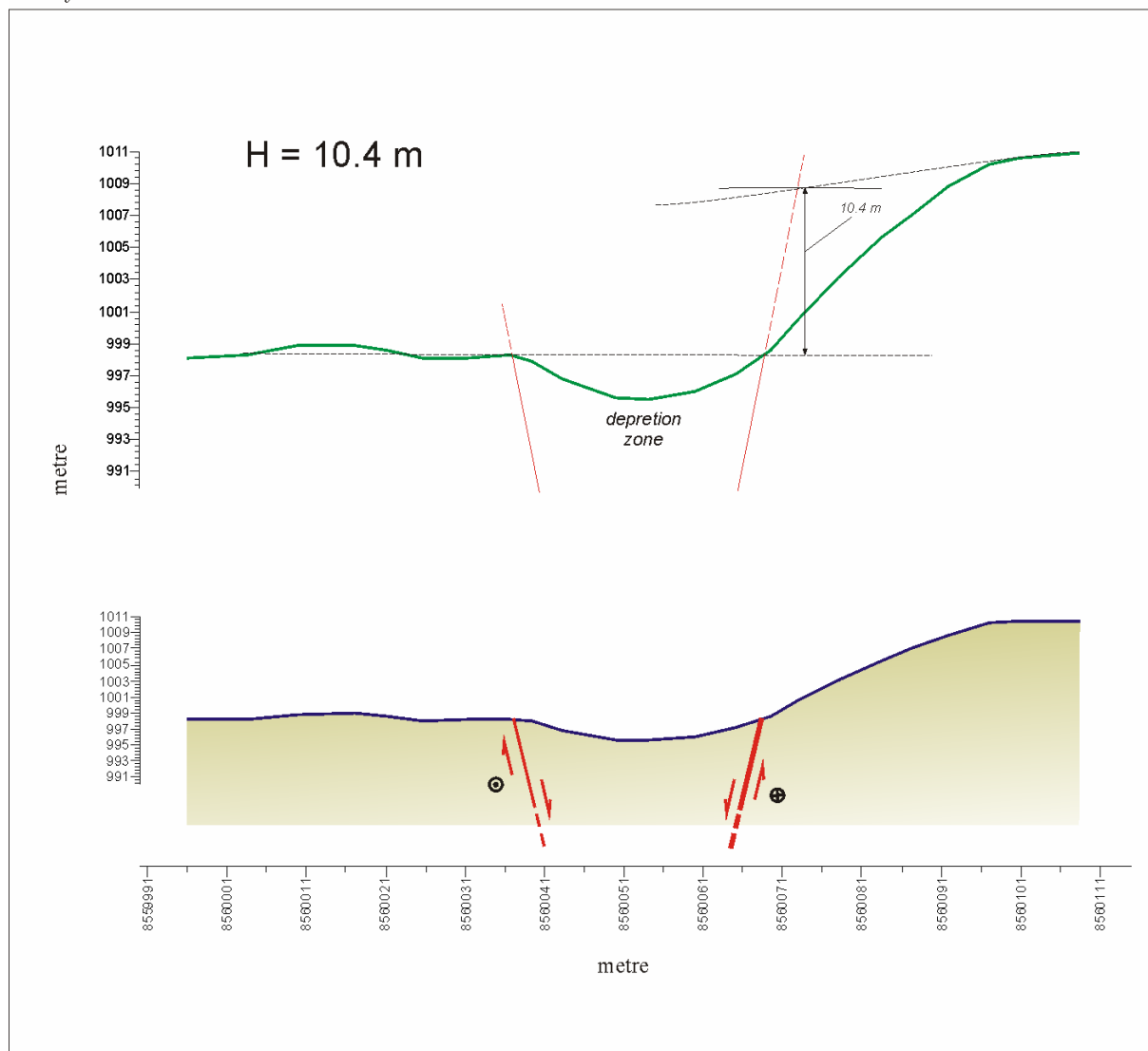
Profil 22-22'



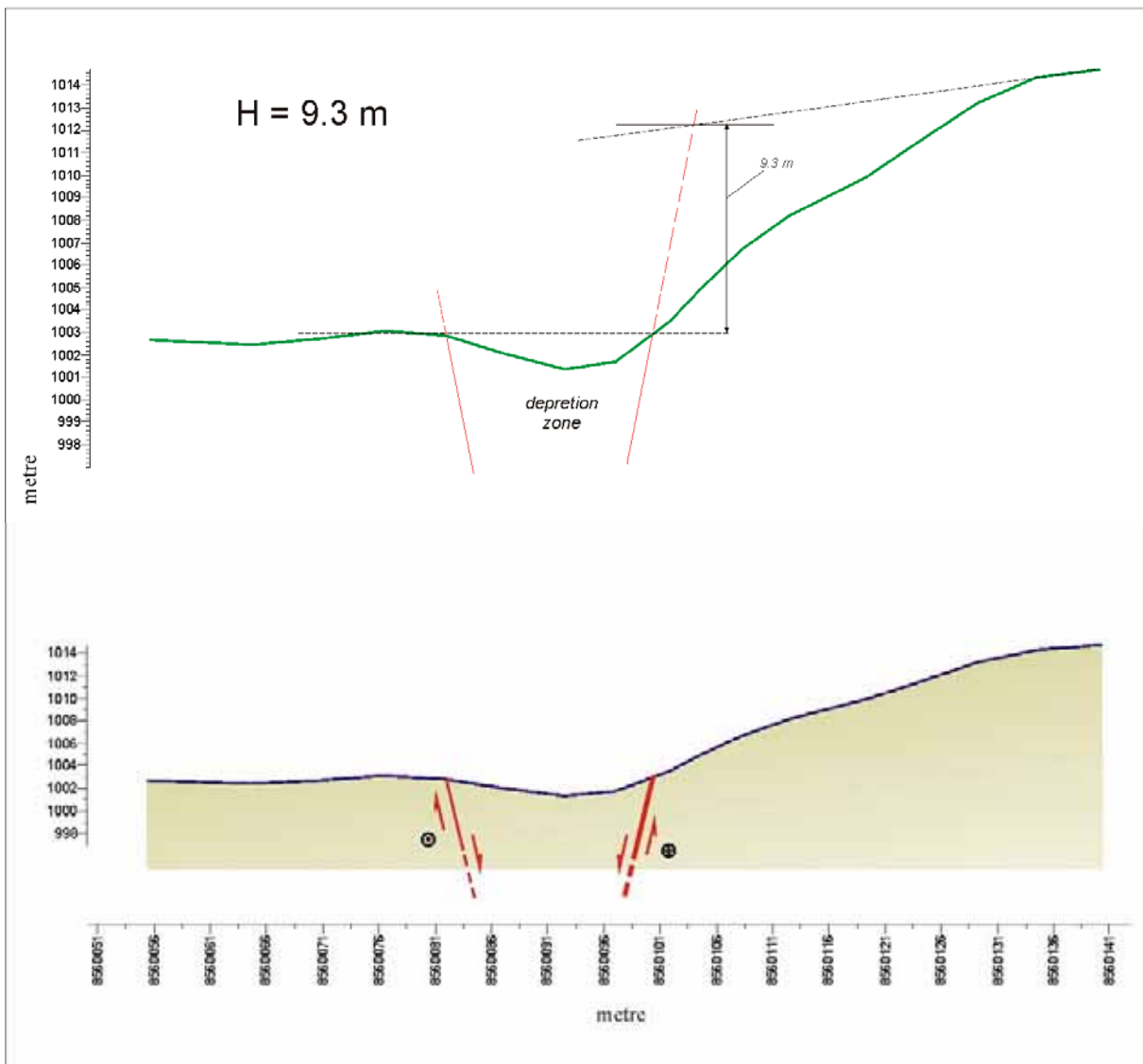
Profil 23-23'



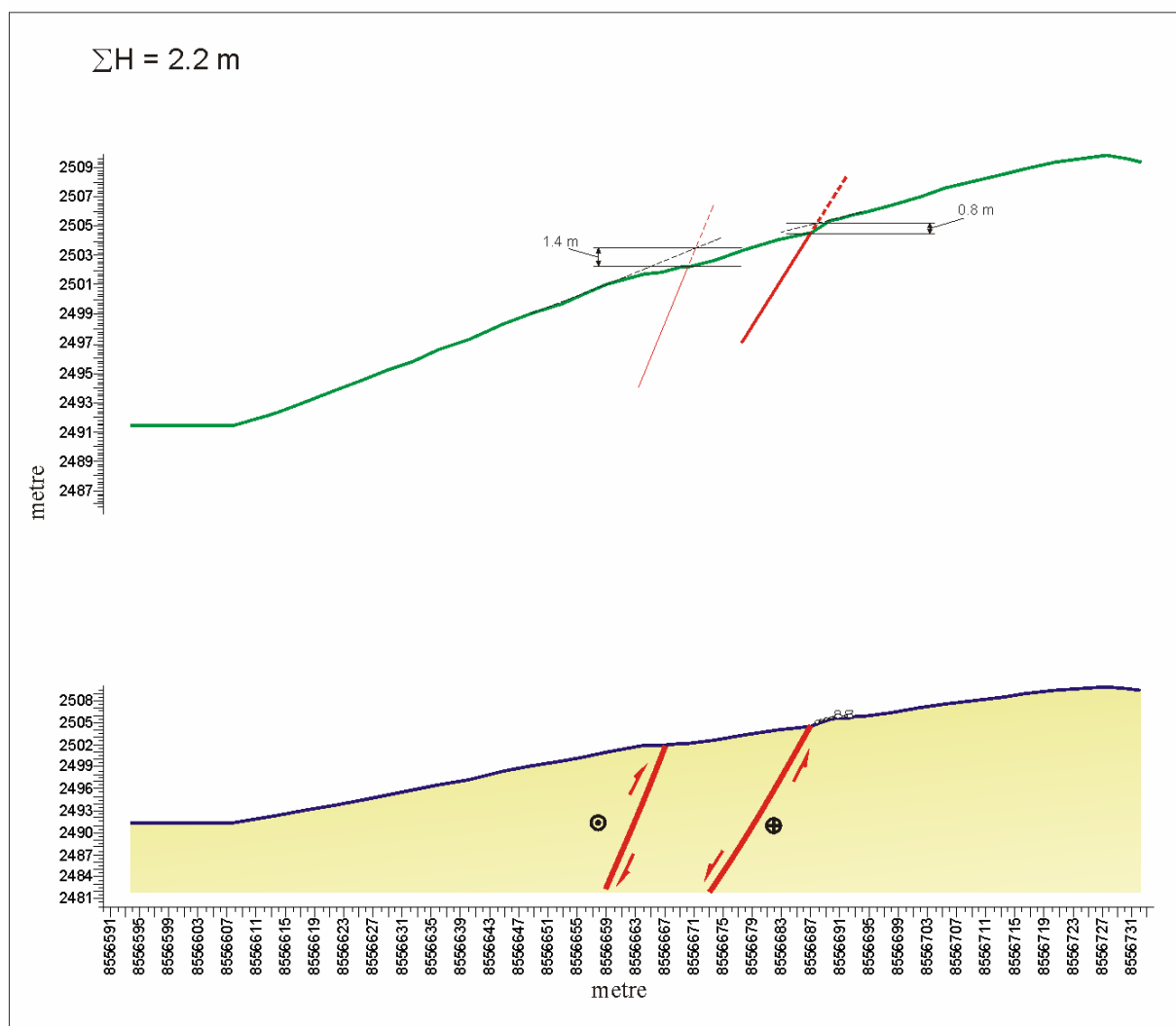
Profil 26-26'



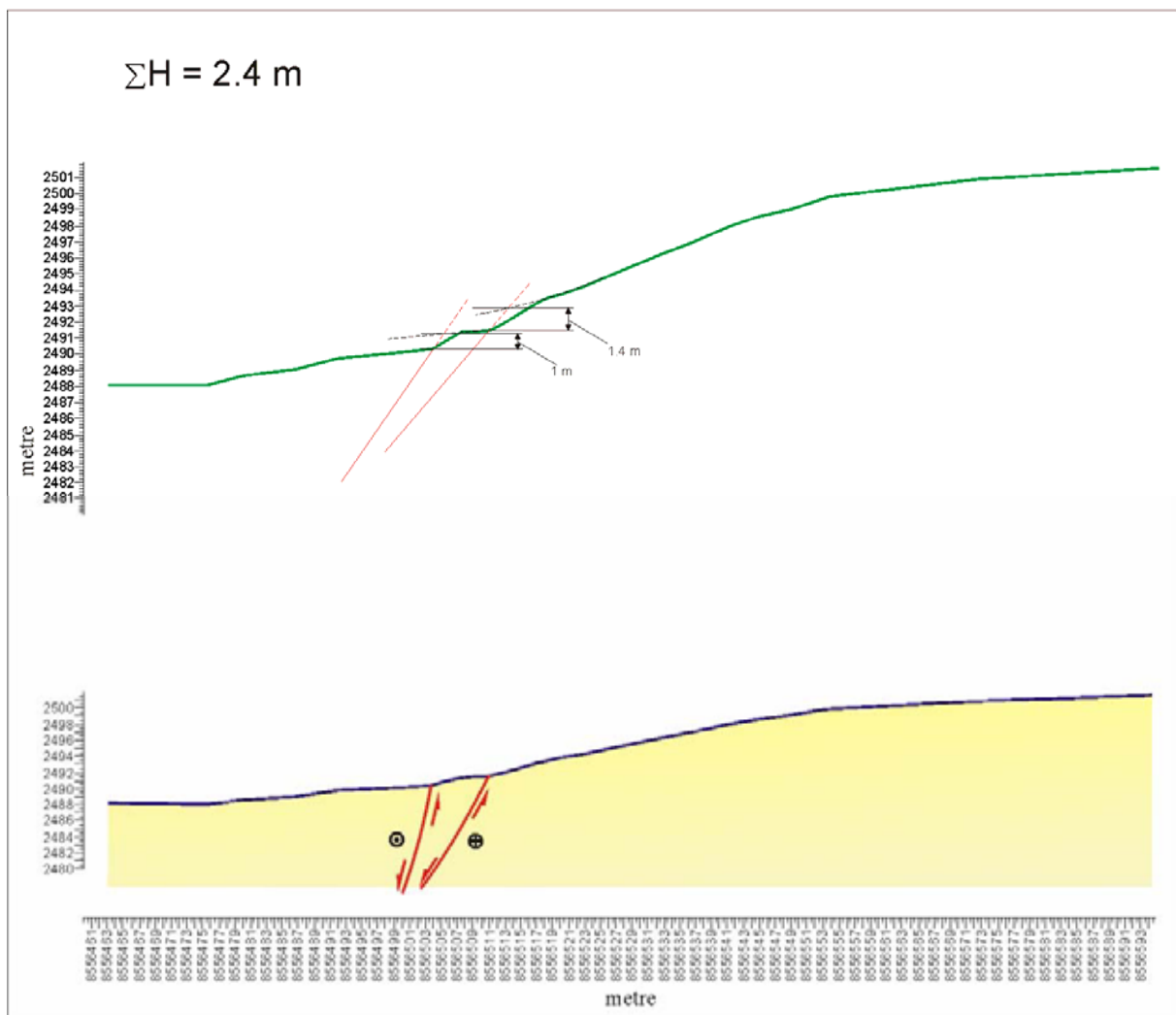
Profil 27-27'



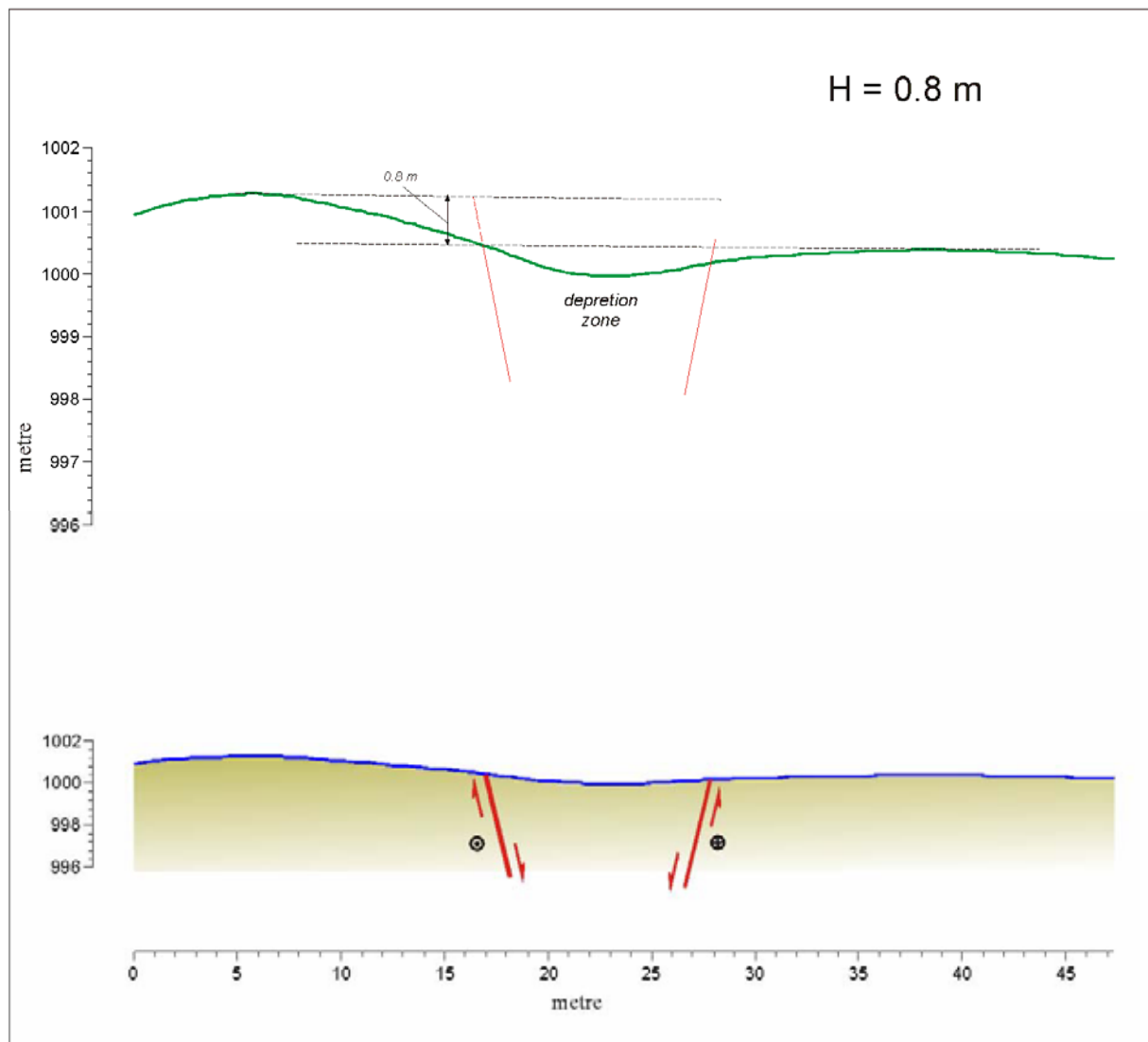
Profil 28-28'



Profil 29-29'



Profil 30-30'



BIBLIOGRAPHIE

- Abich, G.** Geologie des Armenischen Hohlandes Westhalfte. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Landern. Wien. 479. **1882.**
- Allen C.R.**, Geological criteria for evaluating seismicity: Bull. Geol. Soc. America, Vol. 86, N8, **1975.**
- Altamimi, Z.**, P. Sillard, and C. Boucher, ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth sciences applications, J. Geophys. Res., 107 (B10), NIL_119-NIL_137, **2002.**
- Ambraseis N.N.**, Some characteristic features of the North Anatolian fault zone: Tectonophysics, Vol.9, pp.143-165. 185. Ambraseis N.N., 1975. Studies in historical seismicity and tectonics. Geodynamics today: Royal Soc. Publ., London, pp. 7-16. **1970.**
- Ambraseys, N.N.**, Studies of historical seismicity and tectonics, Geodynamic Today, Royal Society of London 232, 456–467. **1975.**
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P.** A History of Persian Earthquakes. New York, Cambridge Univ. Press, **1982**, p. 219
- Ambraseis N.N.**, Engineering seismology: Earthquake engineering and structural dynamics, Vol.17, pp.1-105. 187. Ambraseis N.N., 1989. Temporary seismic quiescence: SE Turkey: Geophys. Jour., Vol.96, N3, pp. 311-331. **1988.**
- Ambraseys, N.N.**, Temporal seismic quiescence: SE Turkey, Geophys. J., 96, 311-331, **1989.**
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A.** Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. Geophys. J. Int. **1998**, 133, 390–406
- Arakelian A.R.**, Martirosian A.H. Seismic Patterns in Armenian Upland. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. Edit by D. Giardini and S. Balassanian. NATO ASI Series, 2 Environmental, vol. 28. pp. 457-470. **(1997).**
- Arefiev S.S.**, Tatevosian R.E., Parina I.E., et autres.. Titre traduit- Le séisme de Spitak de 7 décembre 1988 : L'étude sismique/ les causes et l'influences de secousse sismique destructrice. Voprosi ingenernoi séismologii, Vip. 31, Nauka, 4-29, **1990.**
- Aslanian A.T.** Titre traduit – Les principales traites de la géologie de SSR d'Arménie. Izvestia de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Sciences de la Terre, 3, 6-22. **1981.**

- Avagyan A.**, Estimation des vitesses de déplacement et des périodes de retour des forts séismes sur le système de Faille de Pambak-Sevan-Sunik (Arménie). Segmentation et relations avec l'activité volcanique. Université Montpellier II, 251 p., thèse, **2001**.
- Avagyan Ara**, Marc Sosson, Herve Philip, Arkadi Karakhanian, Yann Rolland, Rafael Mrlkonyan, Samira Rebaï, Vahan Davtyan. Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodinamica Acta* 18/6, 401-416 (**2005**)
- Avagyan Ara**, Marc Sosson, Arkadi Karakhanianc, Herve Philipd, Yann Rollandb, Raffael Melkonyan and Vahan Davtyan. Recent stress-field evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. (**In preperation**)
- Avetisyan, P.**, Badalyan, R., Hmayakyan, S., and Piliposyan, A., 1996. About the problems of periodicity and chronology of the Bronze-Iron Ages in Armenia (the scale of H. Martirosyan in the context of modern archaeological problems). Abstracts of the 10th scientific session dedicated to the results of the archaeological studies in the Republic of Armenia in 1993-1995. Yerevan, 1996, pp. 8-10.
- Avetisyan, P.** The chronology and phasing of the Middle Bronze age in Armenia. Abstract of the Candidate of Science Thesis, Yerevan, **2003**.
- Balassanian, S. Y.**, Nazaretian, S. N., Avanessian, A. S., Arakelian, A. R., Igumnov, V. A., Basalian, M., Martirosyan, A. H., Ambartsumian, V., and Tovmassian, A. K. The new seismic zonation map for the territory of Armenia, *Natural Hazards* 15, 231–249. **1997**.
- Balassanian S.**, Melkoumian M., Arakelyan A., and Azarian A. Seismic Risk Assessment for the Territory of Armenia and Strategy of its Mitigation, *Natural Hazards* **1999a**, 20: 43-55. Kluwer Academic Publishers
- Balassanian S.**, Martirosyan A., Simonian R., Asatryan L. "Computation of Probabilistic Seismic Hazard for the GSHAP Test Area "Caucasus". *Natural Hazards* **1999b**, 20: 1-20. Kluwer Academic Publishers
- Balassanian S.**, Avanessian A., Akopyan G, and Reilinger R.,GPS-Observation on the Armenia Territory, *Earthquake Engineering*, **1999c**, N1, p.32.
- Balasanyan, V.**, V. Davtian, S. Arakelian. Methodological aspects of compiling joint catalogue of strong earthquakes for the territory of the Aegean and Central Asian region. ISTC seminar in Yerevan at October 3-5, **2000**.
- Balian S.P.**, Lilienberg D.A., Milanovski E.E., Titre traduit- La néotectonique et la tectonique récente de l'orogénie de l'Arménie et de la zone du séisme de Spitak. *Geomorphologia*, 4-16. **1989**.
- Barka A.**, Kandihsky-Cade, K. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence in Earthquake activity., *Tectonics*, Vol7, N3, pp. 663-684. **1988**.
- Barka, A., and R. Reilinger**, Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: derived from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geofisica*, XL (3), pp. 587-610, **1997**.

- Berberian, M.**, Contribution to the seismotectonics of Iran. Part II. GSI Report 39, 516, **1976**.
- Berberian, M.** Active faulting and tectonics of Iran. Zagros–Hindu Kush –Himalaya Geodynamic Evolution. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), *Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser. vol. 3*, pp. 33– 69. **1981**.
- Berberian, M.** Natural hazards and the first catalogue of Iran. Historical hazards in Iran prior to 1900. *International Institute of Earthquake Engineering and Seismology*, vol. 1. Tehran, Iran, p. 603. **1994**.
- Berberian, M.** Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, **1997**, pp. 233–311
- Botton S., F. Duquenne, Y. Egels, M. Even, and P. Willis**, GPS localisation et navigation, 160 pp., *Hermes*, **1997**.
- Bulgakov, R. F.**, Ivashchenko, A. I., Kim Chun Un, Sergeev, K. F., Streltsov, M. I., Kozhurin, A. I., Besstrashnov, V. M., Strom. A. L., Suzuki, Y., Tstsumi, H., Watanabe, M., Ueki, T., Shimamoto, T., Okumura, K., Goto, H., and Kariya, Y. Active faults in northeastern Sakhalin, *Geotectonics*, 36(3): 227-240. **2002**.
- Catalogs of earthquakes // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus.** Dordrecht: Kluwer, **1997**. 545 p.
- Catalog Harvard.** <http://www.seismology.harvard.edu/>
- Catalog USGS.** <http://neic.usgs.gov/neis/epic/>
- Chase, C.G.** Plate kinematics: the Americas, East Africa, and the rest of the world. *Earth Planet. Sci. Lett.* 37 (3), 355–368. **1978**.
- Cisternas A., Philip H., Bousquet J C., Cara, M., Deschamps A., Dorbath L., Dorbath C., Haessler H., Jimenez E., Nercessian A., Rivera L., Romanowicz B., Gvishiani A., Shebalin N.V., Aptekman I., Arefiev S., Borisov B. A., Gorshkov A., Graizer V., Lander A., Pletnev K., Rogozhin A. I., Tatevossian R.** The Spitak (Armenia) earthquake of 7 décembre 1988: field observations, seismology and tectonics. *Nature*. 339, 6227 : 675-679.227, **1989**.
- Cisternas A., Dorbath L., Dorbath C., Haessler H., Rivera L.** The Armenian earthquake of the December 7, 1988; synthesis of seismotectonic observations. *Reunion Annuelle des Sciences de la Terre*, vol.13, .30, **1990**.
- Clenshaw C. W.** *Mathematical Tables, Volume 5, Chebyshev Series for Mathematical Functions*, National Physical Laboratory. London: Her Majesty's Stationary Office. **1962**.
- Connor, Ch. and Hill, D.** Three non-homogeneous Poisson models for the probability of basaltic volcanism, Application to Yucca Mountain (website). Nevada, **1995**.

- Connor, Ch.** et al., Geologic factors controlling patterns of small volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain (website). Nevada, **2000**.
- Davtyan V.**, E. Doerflinger, A. Karakhanyan, H. Philip, A. Avagyan, C. Champollion, and R. Aslanyan, Fault slip rates in Armenia by the GPS data, *Izvestia AN Armenii, Nauki o zemle*, LIX, No 2, 3-18, **2006**.
- De Mets, C.**, Codon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S. Current plate motion. *Geophys. J. Int.*, **1990**, 101, pp. 425–478
- DeMets, C.**, R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194, **1994**.
- Dewey, J. F.**, Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., and Sengor, A.M.C. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. In: Coward, M.P., Riea, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geol. Soc Lond. Spec. Publ., vol. 19, pp. 3 – 36. **1986**.
- Djamour, Y.**, Contribution de la Géodésie (GPS et nivellement) à l'étude de la déformation tectonique et de l'aléa sismique sur la région de Téhéran (montagnes de l'Alborz, Iran). Université Montpellier II, 180 p., thèse, **2004**.
- Dorbath L.**, Dorbath C., Rivera L., Fuenzalida A., Cisternas A., Tatevossian R., Aptekman J. & Arefiev S. Geometry, segmentation and stress regime of the Spitak (Armenia) earthquake from the analysis of the aftershock sequence. *Geophys. J. Int.*, 108, 309-328, **1992**.
- Doerflinger E.**, F. Masson, R. Bayer, A. Avagyan, H. Philip, J.-F. Ritz, M. Daignieres, M. Gerbault, M. Peyret, P. Collard, A. Karakhanian, R. Aslanian, R. Jerbashian, E. Calais, the Present Strainfield in Lesser Caucasus: Setting of a GPS Network in Armenia, (Poster) European Union of Geosciences (EUG 99), Strasbourg, France, April, **1999**.
- Doumas, C.**, Archaeological observations at Akrotiri related to the volcanic destruction, Thera and the Aegean World III, 3, Chronology. Proc. of the 3rd International Congress, Santorini, Greece. The Thera Foundation, London, pp. 48–50. **1990**.
- Dumitrachko N.V.**, Sur les peneplene du Petite Caucase. *Izvestia de l'Académie des Sciences de SSSR, ser. Geol.*, 2. **1950**.
- Durgaryan R.R.** Seismic quiescence precursory phenomena before strong earthquakes in the Caucasus. Ph.D Diploma report. Institute of Geological Sciences (National Academy of Sciences of Armenia). **2006**.
- Gabrielian A.A.**, Titre traduit – Sur l'importance de la néotectonique sur la formation de la structure et relief d'Arménie. Rapport de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, chap. 57, 4. **1950**.
- Gabrielian A.A.**, Sarkisian G.P., Simonian G.P., Titre traduit – La sismotectonique de SSR d'Arménie. Izdatelstvo d'Univércité d'Etat d'Erevan, Erevan, 282. **1981**.

- Gaudemer Y.**, Tapponnier P., Turcotte D.L. River offsets across active strike-slip faults: *Annales Tectonicae*, Vol.3, N.2, pp.55-76. **1989**.
- Guidoboni, E.**, Comastri, A., Traina, G., Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century. Istituto Nazionale di Geofisica, Rome, p. 504. **1994**.
- Guidoboni, E.**, Traina, G. A new catalogue of earthquakes in the historical Armenian area from antiquity to the 12th century. *Ann. Geofis.* 38 (1), 85– 147. **1995**.
- Guidoboni, E.**, Traina, G., Dorfmann, I., Kldiashvili, D. Catalogue of Earthquakes in Armenia in the 13th– 18th Centuries. *Storia Geofisica Ambiente*, Bologna. **1996**.
- Guseva T.**, Skovorodkin Yu. Post-seismic deformation of the Spitak fault using distance measurements data. The Second International Conference on Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction. The International Decade for Natural Disaster Reduction (IDNDR). Regional Conference for the Countries of the Commonwealth of Independent States (CIS) and Eastern Europe. **1998**, Yerevan, Armenia, p.109
- Gutenberg, B.**, Richter C. F. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration (second paper). *Bull. Seismol. Sec. Am.*, 46, pp. 105-145. **1956**.
- Haessler H.**, Deschamps A., Dufumier H., Fuenzalida H., & Cisternas A. The rupture process of the Armenian earthquake from broad-band teleseismic body wave records. *Geophys. J. Int.*, 109, 151-161, **1992**.
- Hakobian, T.Kh.**, Melik-Bakhshian, St.T., Barseghian, H.Kh. *Hayastani ev harakits tehanunneri bararan* [Toponymic Dictionary of Armenia and Adjacent Regions], 5 vols, the Yerevan State University, Yerevan (in Armenian). **1986**.
- Hamard Erwan.** Analyse du champ de la deformation actuelle dans le petit Caucase: Analyse des données GPS 1998-2000. Diplôme d'Etudes Approfondies; Université Montpellier II. **2001**
- Harris B. Lyal**, Hemin A. Koyi, Haakon Fossen. Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. *Earth-Science Reviews* 59 163–210 (**2002**)
- Harutyunyan, N.V.** The Toponymy of Urartu. Publishing House of the Academy of Sciences of the Armenian SSR, Yerevan. 307 pp. (in Russian). **1985**.
- Hildebrand, F.B.** Introduction to Numerical Analysis. New York: Dover Publications, Inc. (see Least-Squares Polynomial Approximation particularly Clenshaw's method). **1974**.
- Herring, T.A.**, GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, version 10.0, *Mass. Inst. of Technol., Cambridge*, **2002**.
- Hewsen, R. H.**, Armenia: a Historical Atlas. The University of Chicago Press Ltd. London, pp. 341. **2001**.
- Hill, D.P.**, Reasenber, P.A., Michael, A., Arabaz, W.J., Beroza, G., Brumbaugh, D., Brune, J.N., Castro, R., Davis, S., de Polo, D., Ellsworth, W.L., Gomberg, J., Harmsen, S.,

- House, L., Jackson, S.M., Johnston, M.J.S., Jones, L., Keller, R., Malone, S., Munguia, L., Nava, S., Pechmann, J.C., Sanford, A., Simpson, R.W., Smith, R.B., Stark, M., Stickney, M., Vidal, A., Walter, S., Wong, V., Zollweg, J., Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake. *Science* 260, 1617–1623 (June 11). **1993**.
- Hofmann-Wellenhof, B.**, H. Lichtenegger und J. Collins . GPS theory and practice. Springer, Berlin, 4. Ausgabe, 389 pp. **1997**.
- Jackson, J.A.** & McKenzie, D.P. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **1984**, 77, pp. 185–264
- Jackson, J.**, McKenzie, D.P. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.* 93, 45–73. **1988**.
- Karakhanian A.S.**, Kharazian E.H., Avetisian S.A. Titre traduit- La zone de la faille décrochante active de Khonarhasar – Tskhuk. *Izvestia de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Sciences de la Terre*, 4. **1989**.
- Karakhanian A.S.**, Balasarian V.S., Titre traduit – La dynamique active de la zone de séisme de Spitak 1988. *Izvestia de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Sciences de la Terre*, 2, 12-21, **1992**.
- Karakhanian A.S.** Active faults and strong earthquakes in Anatolia-Lesser Caucasus orogen. Thèse, M., Fondy IFZ. **1995**.
- Karakhanian, A.**, Trifonov, V.G., Azizbekian, O.G., Hondkarian, D.G. Relationship of the late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar active fault zone, the Armenian Upland. *Terra Nova*, 9, pp. 131– 134, **1997a**.
- Karakhanian, A.**, Djrbashyan, R.T., Trifonov, V.G., Philip, H., and Ritz, J.F. Active faults and strong earthquakes of the Armenian Upland. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp. 181– 187, **1997b**.
- Karakhanian, A.S.**, Trifonov, G.V., Azizbekyan, O.G., Khondkarian, D.G., Relationship of Late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar zone of active faults (the Armenian Upland). In: *Theoretical and Regional Problems of Geodynamics*, Issue 515. Nauka, Moscow, pp. 136-152. **1999**.
- Karakhanian, A.**, Djrbashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S. Avagian, A., Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113 (1– 2), 319–344. **2002**.
- Karakhanian A.**, R. Jrbashyan, V. Trifonov, H. Philip, S. Arakelian, A. Avagyan, H. Baghdasaryan, V. Davtyan, Yu. Ghoukassyan, Volcanic hazards in the region of the Armenian Nuclear Power Plant, *Journql of Volcanology and Geothermal Research* 126 31-62, **2003**.

- Karakhanian S.** Arkady, Vladimir G. Trifonov, Herve Philip, Ara Avagyan, Khaled Hessami, Farshad Jamali, M. Salih Bayraktutanf, H. Bagdassarian, S. Arakelian, V. Davtian, A. Adilkhanyan. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics* 380, 189– 219. **2004a.**
- Karakhanian** Arkady and Yelena Abgartyan. Evidence of historical seismicity and volcanism in the Armenian Highland (from Armenian and other sources). *Annals of Geophysics*, vol. 47, N. 2/3, April/June, **2004b.**
- Karakhanyan A.,** R. Jrbashyan, V. Trifonov, H. Philip, S. Arakelyan, A. Avagyan, A. Baghdassaryan, V. Davtyan. Active volcanoes and volcanic hazard in Armenian Highland and adjacent areas. (in russian) *Izvestia AN Armenii, Nauki o zemle*, LVII, No1, 3-24. **2004c.**
- Karakhanian, A.,** Jrbashyan, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., Avagyan, A., Baghdassaryan, H., Davtian, V. Historical Volcanoes of Armenia and adjacent areas: What is revisited?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155, pp. 338-345. **2006.**
- Karakhanian, G.O.,** Saphian, P.G., Rock paintings in Sunik. Publishing House of the Armenian SSR Academy of Sciences, Yerevan, 394 pp. **1970.**
- Karapetian B.K.** Titre traduit- Les données instrumentales du séisme de Spitak de 7 décembre 1988. Conférence internationale: D'édition de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, *Erevan*, 5, **1989.**
- Karapetian, K.I.** Areal volcanism in the Armenian SSR. Final Report of the Institute of Geological Sciences of the Armenian SSR Academy of Sciences, Yerevan, 319 pp. (in Russian). **1985.**
- Karapetian N.K.** Titre traduit – Le mécanisme de production des séismes dans le Plateau Arménien. D'édition de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Erevan. **1986.**
- Karapetian N.K.,** Titre traduit – La séismodynamique et le mécanisme de production des séismes dans le Plateau Arménien. D'édition de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Erevan, 264. **1990.** (en Russe)
- Karnik, V.,** Seismicity of the European area. Prague: Acad. publ. house of the Czechosl. Acad. of Sci., Pt I. 364 p; Pt II. 218p. **1968.**
- Kasakhara, K.** Mechanics of earthquake. Moscou, Mir, 262 pp. **1988.** (in Russian).
- King, R.W., and Y. Bock.,** Documentation for the GAMIT analysis software, release 10.0, *Mass. Inst. of Technol., Cambridge*, **2002.**
- Kondorskaya, N.V.** and V.I. Ulomov, Special Earthquake Catalogue of Northern Eurasia From Ancient Times Through. **1995.**
<http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt>

- Kozhurin, A. I.,** Streltsov, M. I., 1995. Seismotectonic consequences of the May 27(28), 1995 earthquake in the North Sakhalin. In: The FSSN informational-analytical bulletin. (R.P.Laverov – ed.), Moscow, pp. 95-100. October **1995**.
- Lakshmikantham, V., and D. Trigiante.** Theory of Difference Equations: Numerical Methods and Applications. San Diego: Academic Press, Inc. **1988**.
- Larson, K. M., and D. C. Agnew.** Application of the Global Positioning to crustal deformation measurement: 1. Precision and Accuracy, *J. Geophys. Res.*, 96, 16547-16565. **1991**.
- Leontev L.N.,** Titre traduit – Sur les soulèvements récents de la partie centrale du Petit Caucase. *Izvestia de l'Académie des Sciences de SSR d'Azer.*, 10. **1950**.
- Mazzotti Stéphane,** Herb Dragert, Joseph Henton, Michael Schmidt, Roy Hyndman, Thomas James, Yuan Lu, and Michael Craymer³. Current tectonics of northern Cascadia from a decade of GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B12, 2554doi:10.1029/2003JBOO2653, **2003**
- McCalpin J.P.,** 1996. Paleoseismology. Academic Press, New-York, 588p.
- McClusky S.,** S. Balassanian, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, K. Kasten, G. Kekelidze, R.W. King, V. Kotzev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. Mishin, M. Nadariya, A. Ouzoumis, D. Paradissis, Y. Peter, M. Prilepin, R. Reilinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Tealeb, M.N. Toksöz, and G. Veis, GPS constraints on plate motions and deformations in eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719, **2000**.
- McClusky, S.,** R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari, and T. A., GPS constraints on Africa(Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155, 126-138, **2003**.
- Milanovski E.E.,** Titre traduit – Sur l'interaction des formes importantes du relief et de structure néotectonique du Petit Caucase. *Uch. Zap. Université d'Etat de Moscou*, vip.161, geol., chap. V. **1952**.
- Milanovski E.E.,** Titre traduit- Néotectonique du Caucase. Moscou, Nedra, 484. **1968**.
- Minster, J.B.,** Jordan, T.H. Present-day plate motions *J. Geophys. Res.* 83, 5331–5354. **1978**.
- Mkrтчian K.A.** Titre traduit- Sur les caractéristiques des mouvements tectoniques post vurne du bassin de Pambak. *Voprosi geologii i gidrogeologii SSR d'Arménie*. Erevan. Izdatelstvo de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Erevan , 65-73. **1956**.
- Mkrтчian, K. A.,** Trifonov, V. G. and Florensky, P.V. 'Art gallery' of Neolithic age. *Priroda (Nature)*, 3, 78-79 (in Russian). **1969**.
- Mkrтчyan, S.** et al (Eds.). *Geology of the Armenian SSR. Volume IV: Petrography and Volcanogenic Rocks*. Published by the Academy of Sciences of the Armenian SSR. Yerevan, 709 p. , **1970**. (in Russian)

- Mogi, K.** Prediction of earthquakes. Moscou, Mir, 382 pp. **1988**. (in Russian).
- Moinfar, A.,** Mahdavian, A., Maleki, E. Historical and instrumental earthquakes data collections of Iran. Tehran: Mahab Ghods, **1994**. 450 p.
- Mutafian, C.** La Cilicie au Carrefour des empires. Collection d'études anciennes (Société d'édition Le Belles Lettres), vol. 2. pp. 431. **1988**.
- New Catalog** of Earthquakes in the Territory of USSR to Year 1975. Academy of Science of USSR. Moscow, Russia: Nauka, **1977**.
- Nikonov, A.,** Nikonova, K. The strongest earthquake in the Transcaucasus, September 30, 1139. Voprosi Ingenernoj Seismologii, vol. 27. Nauka, Moscow, pp. 152– 183 (in Russian). **1986**.
- North, R.G.** Seismic slip rates in the Mediterranean and Middle East, Nature, 252, 560-563. **1974**.
- Oduan K.,** Gino B. Izmerenie vremeni. Osnovy GPS (Time measurements. The fundamentals of GPS). Moscow: Tekhnosfera, 400 pp. (in Russian). **2002**.
- Paffingolts K.N.** L'essai géologique d'Arménie et des régions voisines de Petite Caucase. Izvestia de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie. **1946**.
- Papazachos, B.,** Papazachou, C., The earthquakes of Greece / Ed. P. Ziti. Thessaloniki, **1997**. 304p.
- Pavoni N.,** Die nordanatolische Horisontalschiebung: Geol. Rdsch., Bd.51, N1, SS.122-139. **1961**.
- Philip, H.,** Cisternas, A., Gvishkiani, A., Gorshkov, A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. Tectonophysics 161, 1– 21. **1989**.
- Philip H.,** Rogozhin E., Cisternas A., Bousquet B., Borisov B. and Karakhanian A., The Armenian earthquake of 1988 December 7: Faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. Geophys. J. Int., 110, 141-158, **1992**.
- Philip, H.,** Karakhanian, A. Tremblements de terre et archeologie. Pour la Science (Scientific American) 261, July, **1999**, pp. 36-40.
- Philip, H.,** Avagyan, A., Karakhanian, A., Ritz, J.-F., and Rebaï, S. Slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak-Sevan-Sunik fault (Armenia). Tectonophysics 343 (3– 4), 205–232. **2001**.
- Plassard, J.,** Kogoj, B. Catalogue des seismes ressentis au Liban. /590 Avant J.C.1965 Apres J.C./.- Annales-Memoires de L'Observatoire de Ksara, Tome IV (Seismologie), Cahier 1, Liban, **1968**.
- Poirer, J. P.,** Taher, M. A. Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic documents (VII-XVIII centuries) // Bul. Soc. Amer.Vol.70, N 6. **1980**. P. 2185-2201.

- Povalaev, E.**, Khutornoi, S. Les systèmes des navigations par satellites GLONASS et GPS, Chip News No 10, **2001**. (en Russe)
- Reasenbergh P. A.** Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982, J. Geophys. Res. 90, pp. 5479-5495. **1985**.
- Rebaï, S.**, Sismotectonique et champ de contrainte dans les chaînes alpines et dans les plate-formes de l'Europe, d'Afrique du Nord, et du Moyen-Orient. Université Montpellier II, thèse, **1992**.
- Rebaï, S.**, Philip, H., Dorbath, L., Borissoff, B., Haessler, H., and Cisternas, A. Active tectonics in the Lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures. Tectonics, 12, 5, pp. 1089-1114, **1993**.
- Reilinger, R.**, McClusky, S., Souter, B., Hamburger, M., Mishin, A., Guseva, T., and Balassanian, S. Global Positioning System measurements of plate convergence in the Caucasus continental collision zone, J. Geophys. **1996**.
- Reilinger, R., & Barka, A.** GPS constraints on fault slip rates in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone: implications for earthquake recurrence times. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, ILP publication 333, NATO ASI Series 28. Kluwer Academic, Dordrecht, **1997**, pp. 91-108
- Reilinger Robert**, Simon McClusky, Philippe Vernant, Shawn Lawrence, Semih Ergintav, Rahsan Cakmak, Haluk Ozener, Fakhraddin Kadirov, Ibrahim Guliev, Ruben Stepanyan, Merab Nadariya, Galaktion Hahubia, Salah Mahmoud, K. Sakr, Abdullah ArRajehi, Demetris Paradissis, A. Al-Aydrus, Mikhail Prilepin, Tamara Guseva, Emre Evren, Andriy Dmitrova, S. V. Filikov, Francisco Gomez, Riad Al-Ghazzi, and Gebran Karam. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journal of geophysical research, vol. 111, doi:10.1029/2005JB004051. **2006**.
- Rolf Dach**, Pierre Fridez, Urs Hugentobler. Bernese GPS Software Version 5.0. Printing Office of the University of Bern. September **2004**.
- Saroglu F.**, Emre Ö and Kusu I., The East Anatolian fault zone of Turkey. Annales Tectonicae, special Issue, col VI, 2, 92-125. **1992**.
- Shebalin, N. V.**, Nikonov, A.A., Tatevosian, R.E., Mokrushina, N.G., Petrossian, A.E., Kondorskaya, N.V., Khrometskaya, E.A., Karakhanian, A.S., Harutunian, R.A., Asatrian, A.O., Piruzian, S.A., Gassanov, A.G., Varazanashvili, O.D., Papalashvili, V.G., Golinskiy, G.L., Karryev, B., Pustovitenko, B.G., Kulchitskiy, V.E. Caucasus test-area strong earthquake catalogue. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp. 210– 223. **1997**.
- Shevchenko, V.**, Guseva, T., Lukk A., Minin A., Prilepin M., Reilinger, R., Hamburger M., Shempelev, A., Yunga, S. "Recent Geodynamics of the Caucasus Mountains from. GPS and Seismological Evidence," Fiz. Zemli, No 9, 3-18 pp, **1999** (in Russian)

- Shoja-Taheri, J.**, Niazi, M. Seismicity of the Iranian Plateau and bordering regions. Bull. Seismol. Soc. Am. 71, 477–489. **1981**.
- Shultz, F.E.** Memoires sur le lac de Van et ses environs (1827-1828). J. Asiat. Paris 9, 257-323. **1840**.
- Sella, G.F.**, T.H. Dixon, and A. Mao, REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, J. Geophys. Res., 107 (B4), ETG 11-1,11-32, **2002**.
- Sobolev, G. A.** Earthquake prediction principles. Nauka, Russian Academy of Sciences, Moscow, 313 pp. (in Russian), **1993**.
- Soloviev, Yu.** Les systèmes des navigations par satellites, Eco-Trendz, **2000**. (en Russe)
- Soloviev Yu. A.** La navigation par satellites et son application. Moscou, Eco-Trendz, 326 p, **2003**. (en Russe)
- Soysal, H.**, Sipahioglu, U. S., Kolcak, D., Altdiok, Y. Turklye ve cevbesimi tabiihsel dephim katalogu. Turklye biumsel ve teknik arastirma kurumu matematik-fiziki ve biolojik bilimler arastieka grubu. Projeko TMG 341. Ankara, **1997**. 32 p.
- Stepanian, V.A.** The earthquakes in the Armenian upland and the surrounding region. Haiastan, Yerevan, 342 pp. (in Armenian). **1964**.
- Sylvester, A. G.**, Strike-Slip Faults, Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1666–1703. **1988**
- Taymaz T.**, Eyidogan H. and Jackson J. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). Geophys. J., Int., 106, pp 537-550. **1991**.
- Tchalenko J. S.**, Braund J., Berberian M, Discovery of the earthquake faults in Iran. Vol. 248, N 5450. P. 661-663, Nature **1974**.
- Teunissen P. J. G. and A. Kleusberg** (eds.), GPS for Geodesy, 2nd enlarged edition, 650 pp., *Springer Verlag*, **1998**.
- Trifonov V.G.**, Titre traduit- Tectogenese post Quaternaire. Moscou, Nauka, 224. **1983**.
- Trifonov V.G.**, Karakhanian A.S., Kogeurin A.I., Titre traduit – La séisme de Spitak comme la manifestation de l’activité tectonique. Geotectonika, 6, 46-60, **1990**.
- Trifonov, V.G.**, Karakhanian, A.S., Kozhurin, A.J. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates. Proc.of the Conference on Continental Collision Zone Earthquakes and Seismic Hazard Reduction. IASPEI/IDNDR, Yerevan, pp. 56–79. **1994**.
- Trifonov V. G.**, Hessami Kh. T., Jamali F. H. West-trending oblique sinistral-reverse fault system in Northern Iran: Final Rep. Tehran: IIEES, 42 p. **1996**.
- Trifonov V.G.**, Titre traduit - Néotectonique d'Eurasie, éditeur Pusharovski U.M., Naoushni Mir, Moskva, 252p. **1999**.

- Trifonov, V.G.**, Karakhanian, A.S., Geodynamics and the history of civilization. Moscou, Nauka, 668 p. **2004**.
- Vardaniants L.A.**, Titre traduit – L’histoire post pliocène de la région Caucase-Mer Noire-Mer Caspienne. Izdatelstvo de l’Académie des Sciences de SSR d’Arménie. **1948**.
- Vernant P.**, Cinématique actuelle et dynamique de l’Iran : GPS et modélisation numérique, Université Montpellier II, 251 p., thèse, **2003**.
- Vernant, P.**, Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J., Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381-398, **2004b**.
- Wallace R.E.**, Earthquake of August 19, 1966. Varto area, Eastern Turkey: *Bull. Seismol. Soc. America*, Vol.58, N1, pp.11-45. **1968**.
- Wang Q.**, P.Z. Zhang, J.T. Freymueller, R. Bilham, K.M. Larson, X. Lai, X. You, Z. Niu, J. Wu, Y. Li, J. Liu, Z. Yang, and Q. Chen, Present-day crustal deformation in China by Global Positioning System measurements, *Science*, 294, 574-577, **2001**.
- Wellman N. W.**, Active wrench faults in Iran, Afghanistan and Pakistan. *Geol. Rundsch. Bd.* 55, N 3.S. 716-735. **1966**.
- Wells D.L.** and Coppersmith K.H. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974-1002. **1994**.
- Woodcock, N. H., and M. Fischer**, Strike-slip duplexing, *J. Struct. Geol.*, 8, 725– 735.(**1986**)

RESUME

Les travaux présentés dans ce mémoire sont consacrés à l'étude de la géodynamique du territoire de l'Arménie qui est situé dans la partie centrale de la zone de collision continentale entre les plaques Arabique et Eurasienne. Le mémoire comprend deux parties principales: 1/ l'étude des déformations actuelles par la géodésie GPS; 2/ l'étude paléosismologique et morphométrique détaillée de la zone du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de Pambak-Sevan-Syunik (PSSF). On présente l'analyse et la comparaison des vitesses de déformations estimées par les données de GPS et par les données paléosismologiques et morphométriques.

Le réseau d'observations GPS Arméno - Français a été installé en Arménie en septembre 1998. Trois campagnes de mesure du réseau ont été réalisées en 1998, 2000 et 2003. L'analyse détaillée du champ de vitesse à partir des données GPS a permis d'étudier et de quantifier les déformations actuelles de l'Arménie centrale et septentrionale. On a pu estimer les vitesses des déplacements des failles actives principales du territoire de l'Arménie.

Un ensemble de travaux sur le terrain comprenant des recherches paléosismologiques, archéosismologiques, archéologiques, géodésiques, et morphologiques a été réalisé entre 2003 et 2005 dans la zone du segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de PSSF. La cartographie détaillée de la faille a été réalisée et l'on a estimé et/ou re-estimés les déplacements horizontaux et verticaux le long de la faille. Quatre paléo- et archéoséismes ont été étudiés et datés. À partir des données obtenues, pour le segment d'Artanish-Tskhuk de la faille de PSSF, on a réévalué les vitesses de déplacements, la magnitude maximale possible, et l'intervalle récurrence des séismes forts.

Une méthode d'évaluation des déplacements horizontaux et verticaux a été proposée à partir des logs de tranchées sur les failles de décrochements associées à des paléoséismes.

TITLE:

Les failles actives d'Arménie : Estimation des vitesses de déplacement par la géodésie (GPS), l'archéosismologie et la paléosismologie.

Active faults of Armenia: slip rate estimation by GPS, paleoseismological and morpho-structural data

KEYWORDS: tectonic deformation, active faults, GPS, earthquakes, paleoseismicity, archaeoseismicity, trenching, geomorphology, Armenia.

This work addresses a study of geodynamics in Armenia, a country located in the central part of the zone of continental collision between the Arabian and Eurasian lithosphere plates. The work includes two main parts: study of recent deformations of the lithosphere by means of GPS and detailed paleoseismological and morphometric investigations in the zone of the Artanish-Tskhouk segment of the PSSF. We analyze and compare rates of deformation determined by the GPS data and the rates estimated by the paleoseismological and morphometric studies.

The Armenian-French network of GPS observations was installed in Armenia in 1998. Three observation sessions were conducted in 1998, 2000 and 2003. Based on the evidence obtained, a detailed study of the velocity field was conducted to analyze lithosphere deformation in Central and Northern Armenia. Slip rates were estimated for the principal active faults in Armenia.

Several field works, including paleoseismological, archaeo-seismological, archaeological, geodetic and morphological studies, had been implemented in the zone of the Artanish-Tskhouk segment of the PSSF in 2003-2005. The fault was mapped in detail; rates of main horizontal and vertical slip along the fault were estimated and re-estimated. Four (4) paleo- and archeo-earthquakes were studied and dated. Eventually, the obtained data allowed us to re-estimate slip rates, maximum possible magnitudes and recurrence intervals of strong earthquakes on the Artanish-Tskhouk segment of the PSSF. A technique enabling estimation of horizontal and vertical displacements along strike-slip faults during paleo-earthquakes by the evidence obtained from paleo-seismological trenching was developed.

DISCIPLINE: GEOSCIENCES

INTITULE ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE : Geosciences Montpellier, Université Montpellier II, C.c. 060, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France